This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

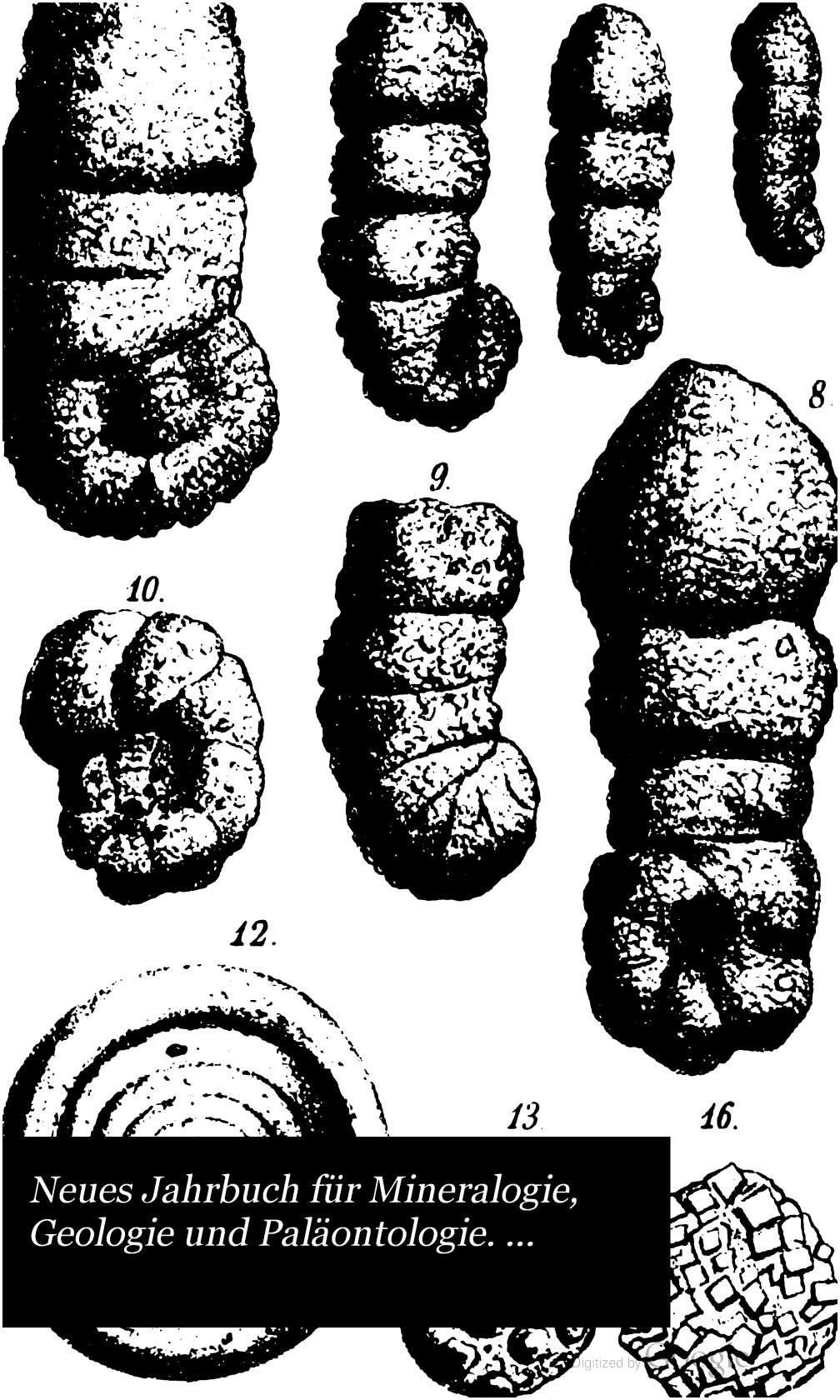
+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`



Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. ...

NEU
5231

Library of the Museum

OF

COMPARATIVE ZOÖLOGY,

AT HARVARD COLLEGE, CAMBRIDGE, MASS.

Founded by private subscription, in 1861.

Deposited by ALEX. AGASSIZ.

No. 6185
Oct 20-Sept. 13. 1885

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Palaeontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg. **W. Dames** in Berlin. und **Th. Liebisch** in Königsberg.

IV. Beilage-Band.

Mit XXVII Tafeln und 29 Holzschnitten.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch).
1886.

Digitized by Google

K. Hofbuchdruckerei Zu Guttenberg (Carl Grüninger) in Stuttgart.

Digitized by Google

Inhalt.

Seite

Danker, Joh.: Experimentelle Prüfung der aus den Fresnel'schen Gesetzen der Doppelbrechung abgeleiteten Gesetze der Totalreflexion. (Mit Taf. XV. XVI und 3 Holzschnitten) 241

Götz, Joseph: Untersuchung einer Gesteinssuite aus der Gegend der Goldfelder von Marabastad im nördlichen Transvaal, Süd-Afrika. (Mit Taf. IV—VI) . 110

Haeusler, Dr. Rudolf: Die Lituolidenfauna der aargauischen Impressaschichten. (Mit Taf. I—III) . . 1

Mügge, O.: Ueber einige Gesteine des Massai-Landes 576

Rammelsberg, C.: Ueber die Gruppe des Skapoliths 610

Rethwisch, Ernst: Beiträge zur mineralogischen und chemischen Kenntniss des Rothgültigerzes . . . 31

Reusch, Hans: Ueber den Tysnesmeteorit und drei andere in Skandinavien niedergefallene Meteorsteine. (Mit Taf. VIII—XIV und 1 Holzschnitt) 473

Reyer, E.: Zwei Profile durch die Sierra Nevada. (Mit Taf. XVII und 24 Holzschnitten) 291

Schalch, F.: Beiträge zur Mineralogie des Erzgebirges 178

Schedtler, H.: Experimentelle Untersuchungen über das elektrische Verhalten des Turmalins. (Mit Taf. XXIV—XXVII) 519

Schmidt, C.: Geologisch-petrographische Mittheilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. (Mit Taf. XXII. XXIII) 388

Siemiradzki, Joseph: Geologische Reisenotizen aus Ecuador. Ein Beitrag zur Kenntniss der typischen Andesitgesteine. (Mit Taf. VII) 195

Thürling, G.: Ueber Kalkspathkrystalle von Andreasberg im Harz aus der Hausmann'schen Sammlung zu Greifswald. (Mit Taf. XVIII—XXI) 327

Voigt, W.: Neue Bestimmungen der Elasticitätsconstanten für Steinsalz und Flussspath 228

Digitized by Google

Digitized by Google

Die Lituolidenfauna der aargauischen Impressaschichten.

Von

Dr. **Rudolf Haeusler.**

Mit Tafel I—III.

Die Foraminiferen mit agglutinirenden Schalen spielen im schweizerischen Jura eine so hervorragende Rolle, dass sie der ganzen mikroskopischen Fauna mächtiger Schichtencomplexe einen eigenthümlichen Character verleihen. Die Hauptentwicklung erreicht die ganze formenreiche Gruppe der Arenacea in den Scyphienbänken der Zone der *Ammonites transversarius*, in denen namentlich die Lituoliden in überraschendem Arten- und Formenreichthum auftreten und uns Gelegenheit bieten, die unter eigenthümlichen Lebensbedingungen erzeugten Varietäten, das Entstehen neuer Arten und die interessanten verwandtschaftlichen Beziehungen zu andern fossilen und recenten Formengruppen nachzuweisen.

Von mehreren Arten sind typische Exemplare nur aus den kalkreichen und knolligen Schwammlagern, oder aus compakten Kalkschichten bekannt, während die mehr thonigen Bänke mehr oder weniger stark abweichende Varietäten enthalten. Durch Vergleichungen der aus petrographisch verschieden zusammengesetzten Schichten stammenden Formen gelangt man bald zu der Überzeugung, dass sich, von wenigen einfachen Stammformen ausgehend, unter verschiedenen Einflüssen lange, oft bedeutend divergirende, oft stellenweise parallel laufende, oder verbunden bleibende Reihen abzweigten,

Digitized by Google

und dass mehrere derselben zahlreiche, als selbstständige Arten beschriebene Formen einschliessen.

Je nach der Ordnung des Thier- oder Pflanzenreiches, oder dem Gesammtcharacter einer Fauna, mit denen sich ein Forscher eingehend beschäftigt, wird er dem Speciesbegriffe einen verschieden grossen Umfang geben, und wir finden selbst unter den Beobachtern lebender und versteinerter Foraminiferen kaum zwei, deren Ansichten übereinstimmen. Das Bedürfniss nach einer einheitlichen Nomenclatur macht sich daher täglich mehr geltend, um so mehr, als die Anzahl der „neuen Arten" eine geradezu unendlich grosse zu werden droht.

Die ausserordentliche Mannigfaltigkeit dieser einfach organisirten mikroskopischen Lebensformen findet ihre natürliche Erklärung in der Leichtigkeit, mit welcher sie sich an verschiedene äussere Einwirkungen anzupassen vermögen. Den äusserst verschiedenartigen Lebensbedingungen, die die verschiedenen Meere bieten, entsprechend ist die Zahl der Varietäten unbegrenzt.

Einige Arten besitzen das Vermögen, sich an die vielfach wechselnden Umgebungen anzupassen, in höherem Maasse als andere. Unter den jurassischen Lituoliden können *Reophax scorpiurus, Placopsilina cenomana, Lituola nautiloidea, Ammodiscus incertus, Trochammina inflata* als Beispiele der ersten genannt werden.

Um Irrthümern vorzubeugen, bemerke ich, dass mit geringen, unsere oberjurassischen Species betreffenden Abweichungen das zuerst von Carpenter, Parker und Jones[1] auf streng wissenschaftlichen Grundsätzen ausgearbeitete und von denselben Forschern und H. Brady[2] später etwas modificirte Classificationssystem erwählt wurde, und dass, wenn von „Arten" die Rede ist, immer mehr oder weniger umfangreiche Gruppen genetisch nahe verwandter Formen zu verstehen sind.

Die Familie Lituolidae ist in den aargauischen Impressaschichten durch zahlreiche Species und Varietäten der Gattungen *Placopsilina*, *Reophax*, *Haplophragmium*, *Haplo-*

[1] Introduction to the Study of the Foraminifera. Ray Soc. 1862.

[2] Brady, notes on some of the Reticularian Rhizopoda of the Challenger Expedition. Micr. Journ. Vol. XIX. p. 12.

Digitized by Google

stiche, Lituola, Ammodiscus, Trochammina und *Thurammina?* vertreten.

Über die geologische Verbreitung der Lituoliden ist leider noch wenig bekannt, und ganze Formationsreihen, darunter namentlich die mächtigen alpinen Schichtencomplexe, haben erst wenige, oft kaum näher bestimmbare Überreste geliefert.

Wenn es aus diesem Grunde auch momentan nicht möglich ist, selbst für verhältnissmässig kleine Gebiete zuverlässige, vollständige Übersichtstabellen zu erhalten, so geben uns doch die Beobachtungen mikroskopischer Faunen mehrerer Zonen genügende Beweise für die auffallend grosse Verbreitung und das hohe geologische Alter zahlreicher Typen.

Was speciell den aargauischen Jura anbetrifft, überzeugte ich mich durch mehrjährige Untersuchungen, dass der Lias und der untere Dogger arm an Foraminiferen mit agglutinirenden Schalen sind und dass die erste grössere Entwicklung der Lituoliden erst in den mittleren braunen Jura fällt. Viel günstiger waren der Entwicklung dieser Formen die jüngeren Perioden, und wie ich bereits früher mehrfach anzugeben Gelegenheit hatte, treten diese in den kalkigen Schwammbänken der *Transversarius*-Zone in unendlichem Formen- und Individuenreichthum auf. In den früheren Abhandlungen führte ich aus dieser Zone 40 verschiedene Species auf.

Durch neue sorgfältige Beobachtungen an Material aus den verschiedenen Localitäten des Jura's stieg die Zahl derselben, dagegen fand ich mich veranlasst, einige, allerdings nicht bedeutende Abänderungen der Nomenclatur vorzunehmen. Die als *Troch. coronata* var. angeführte Art ist neu (*T. hyalina*); *Thurammina canaliculata* bildet eine eigene Gattung (*Thuramminopsis*), *Thur. compressa* fehlt dem Jura und die unter dieser Bezeichnung angeführten Formen sind in die Gruppe der *Th. papillata* zu ziehen.

Mehrere als *Trochammina* angeführte Schälchen sind unstreitig Lituoliden (*Haplophragmium*) etc. Als sich diese kleine Abhandlung bereits zum Drucke fertig in den Händen des Herrn Prof. Dames befand, hatte Herr Brady[1] die Freund-

[1] Für die freundliche Zusendung dieser ausgezeichneten Abhandlung, sowie für zahlreiche mir früher beim Bestimmen jurassischer Foraminiferen

Digitized by Google

lichkeit, mir ein Exemplar seiner grossen Monographie der Foraminiferen der Challenger-Expedition zuzuschicken. Mit Hülfe dieses prachtvollen Werkes gelang es mir, mehrere Formen mit Sicherheit zu bestimmen. Nachdem ich die grosse Sammlung jurassischer Lituoliden noch einmal einer sorgfältigen Prüfung unterzogen hatte, konnte ich das Vorkommen folgender Arten in der Zone des *Am. transversarius* constatiren:

Lituoliden der schweizerischen *Transversarius*-Zone.

* *Placopsilina cenomana* d'Orb.
Bdelloidina sp. ind.
* *Reophax difflugiiformis* Brady.
* „ *scorpiurus* de Montf.
* „ *multilocularis* Haeus.
„ *Sterkii* Haeus.
* „ *aduncа* Brady.
„ *Helvetica* Haeus.
* „ *pauperata* Haeus.
* „ *variabilis* Haeus.
* *Haplophragmium canariense* d'Orbigny.
* „ *coprolithiforme* Schwager.
* „ *agglutinans* d'Orbigny.
* „ *fontinense* Terquem.
„ *emaciatum* Brady.
* „ *nanum* Brady.
„ *globigeriniforme* Parker u. Jones.
* *Haplostiche horrida* Schwager.
„ *Soldanii* Parker u. Jones.
* *Lituola nautiloidea* Lamarck.
* *Thurammina papillata* Brady.
„ *albicans* Brady.
„ *tuberosa* Haeus.
„ *hemisphaerica* Haeus.
„ *elegantissima* Haeus.
Thuramminopsis canaliculata Haeus.
* *Ammmodiscus incertus* d'Orbigny.
* „ *gordialis* Parker u. Jones.
? „ *charoides* Parker u. Jones.
— „ *pusillus* Geinitz.
* „ *filum* Schmid.
* „ *jurassicus* Haeus.
* *Trochammina proteus* Karrer.

---

erwiesene Dienste, ohne die eine vollständige Monographie dieser Foraminiferen nie möglich geworden wäre, spreche ich Herrn Brady hiemit meinen wärmsten Dank aus.

Digitized by Google

Trochammina constricta HAEUS.
„ *hyalina* HAEUS.
* „ *squamata* PARKER u. JONES.
* „ *inflata* MONTAGU.
*? „ *vesiculata* UHLIG.
„ *globigeriniformis* HAEUS.
? „ *Helveto-jurassica* HAEUS.
Hormosina chrysalis HAEUS.
„ *Transversarii* HAEUS.
Webbina irregularis D'ORBIGNY.

Von diesen Arten gehen nur die mit Stern bezeichneten in die jüngern Mergelschichten der Zone und in die petrographisch ähnlichen Bänke mit *Ter. impressa* über, und zwar grösstentheils als mehr oder weniger abweichende Varietäten. Fast ausnahmslos finden sich die nämlichen Modificationen auch in jüngern ähnlich zusammengesetzten Schichten des Malms. Für genaue Beschreibungen und Abbildungen der verschiedenen Varietäten verweise ich auf die in kurzer Zeit erscheinende Monographie der schweiz. Zone des *Am. transversarius*, in welcher den Foraminiferen mit agglutinirender Schale besondere Aufmerksamkeit geschenkt wird. Aus obiger Zusammenstellung geht hervor, dass die Lituoliden der Impressazone mit wenigen Ausnahmen zu den im mittlern und obern Jura am weitesten verbreiteten Foraminiferen mit agglutinirenden Schalen gehören. Doch muss hier wiederholt werden, dass petrographisch verschiedene Schichten nur selten in allen Theilen übereinstimmende Formen, sondern vielmehr oft wesentlich abweichende Varietäten einschliessen, und dass auch die paläontologisch verschiedenen, gleich oder ungleich alterigen Ablagerungen mit ähnlicher mikroskopischer Zusammensetzung oft locale Modificationen enthalten. Die grauen Mergel des untern, mittlern und obern Argovien haben ungefähr $\frac{3}{4}$ ihrer gesammten Foraminiferenarten gemein, doch ist der Häufigkeitsgrad in mehreren Fällen nicht der nämliche. Diesem letzteren Umstande ist jedoch nur dann grössere Bedeutung beizumessen, wenn es sich um stratigraphische Beobachtungen innerhalb eines kleinen Gebietes ohne grössere Faciesunterschiede handelt. Die horizontale Verbreitung der Foraminiferen ist so ungleichförmig, dass diese sich nur in seltenen Fällen für Altersbestimmungen mittel- und oberjurassischer Sedimente eignen.

Digitized by Google

Die petrographisch ähnlich zusammengesetzten, hellgrauen mergeligen Bänke des untern, mittlern und obern Argovien unterscheiden sich, mit specieller Berücksichtigung der Lituoliden, folgendermassen:

	Argovien I.	Argovien II.	Argovien III.
Reophax variabilis . . .	stellenweise sehr häufig	sehr selten	sehr selten
Haplophragmium coprolithiforme	sehr selten	zieml. häufig	sehr selten
Ammodiscus incertus typ. .	sehr häufig	häufig	zieml. häufig
A. incertus var. *gracilis* .	häufig	häufig	selten
A. incertus var. *tuberculatus*	zieml. häufig	sehr selten	sehr selten
A. gordialis.	häufig	sehr häufig	selten

Die Mergel der obern Argovien der Westschweiz enthalten ausserdem zwei häufige Arten *(Nubecularia tibia* und *Spiroloculina Jaccardi)*, die den älteren Zonen der Schweiz zu fehlen scheinen.

Mehrere der unten angeführten Species lassen sich von lebenden oder tertiären Formen nicht oder nur schwierig unterscheiden, und auch unter den Lageniden, Textulariden und Astrorhiziden des obern Jura's sind zahlreiche noch heute existirende Arten und Varietäten bekannt. Es ist in der That selbst dem geübten Beobachter oft rein unmöglich, so verschiedenalterige, zur Vergleichung neben einander gestellte Exemplare zu unterscheiden. (*Hyperammina vagans, Psammosphara fusca, Ammodiscus incertus, A. gordialis, Trochammina inflata, Lagena globosa, L. laevis, Nodosaria radicula, Dentalina communis, Cristellaria rotulata, C. crepidula* etc.) Trotzdem scheinen mehrere Geologen noch immer an der Identität derselben zu zweifeln.

Die grosse Familie der Lituolidae lässt sich, so weit es sich um die oberjurassischen Vorkommnisse handelt, in zwei grössere Sectionen eintheilen: I. Lituolinae. II. Trochammininae.

I. Lituolinae[1].

Die aargauischen Impressaschichten enthalten, die nicht genau bestimmbaren Formen nicht eingerechnet, 25, den Gattungen *Placopsilina, Reophax, Haplophragmium, Haplostiche*

[1] Brady, Foram. Challenger p. 289.

Digitized by Google

und *Lituola* angehörende Arten mit zahlreichen, local oft häufigen, mehr oder weniger constanten Varietäten. Die oberjurassischen Lituolinen gehören zwei, durch die Verschiedenheit der innern Structur abweichenden Gruppen an. *Placopsilina*, *Reophax* und *Haplophragmium* zeichnen sich durch den Besitz einfacher Scheidewände und daher ungetheilter Kammerhöhlungen aus. *Haplostiche* und *Lituola* besitzen secundäre Septa und daher einen labyrinthischen Bau. Die Mündungsverhältnisse sind dem innern Bau entsprechend oft verschieden (einfach oder zusammengesetzt). An keinem der aus dem obern Jura stammenden Exemplare treten jedoch diese Unterschiede deutlich hervor und in den meisten Fällen lässt sich kaum mit Sicherheit entscheiden, ob eine Form in die eine oder andere Gruppe gezählt werden muss.

In durchfallendem Lichte erscheinen oft, namentlich nach Behandlung der Schälchen mit Glycerin, infolge der eigenthümlichen Vertheilung der Pyrit-Massen im Innern der Kammern, die Gehäuse von *Reophax* und *Haplophragmium* labyrinthisch. Dass es sich in mehreren Fällen um Täuschungen dieser Art handelte, bewies das Anschleifen der Schälchen. Leider ist das letztere Verfahren, das oft allein sichere Resultate giebt, nicht immer möglich und die meisten Schalen gehen dabei zu Grunde.

Dass Übergangsformen von den einfachen zu den labyrinthischen Lituoliden wirklich existiren, kann nicht geleugnet werden. Vielleicht verhalten sich diese verschieden gebauten Formen zu einander ungefähr wie die typischen Exemplare von *Thuramminopsis canaliculata* mit complicirtem innern Röhrensystem zu den einfach gebauten Modificationen derselben Species.

Die grössten Schwierigkeiten beim Bestimmen bieten die zahlreichen, in allen Mergelbänken des obern Jura der Schweiz auftretenden *Nodosaria-* und *Dentalina*-ähnlichen Lituoliden. Doch scheinen sie sich stets näher an *Reophax* als an *Haplostiche* anzuschliessen.

Die äusseren Formverhältnisse betreffend verhalten sich die einreihigen, nicht spiraligen Formen (*Rheophax*) zu den spiraligen (*Haplophragmium*) wie die isomorphen Lagenen, Nodosarien und Dentalinen zu den Marginulinen und Cristellarien.

Digitized by Google

Doch sind Übergangsformen im Jura viel seltener als solche zwischen den genannten Lagenidengenera, denen wir in jeder jurassischen Zone in grosser Zahl begegnen.

A. Lituolinen mit einfachen Septa.

Placopsilina d'Orbigny.

Die festsitzenden Lituolinen mit einfachem innerem Bau gehören im ganzen Jura zu den häufigsten Erscheinungen und treten in einzelnen Schichten in ausserordentlichem Formenreichthum auf. Trotz der Mannigfaltigkeit ist es schwer, eigentliche Arten zu unterscheiden und in Anbetracht der unbegrenzten Variabilität der *P. cenomana* ziehe ich es vor, alle jurassischen Formen einstweilen mit dieser Species im weitesten Sinne zu vereinigen, um so mehr, als sie ohne Bedeutung für die Stratigraphie sind. Wir treffen nämlich ausnahmslos einfache gerade und gebogene und theilweise spiralig aufgerollte Varietäten neben einander. Die Gruppe der *P. cenomana* umfasst demnach eine unzählige Menge verschiedene Reihen oder Ketten bildender Formen, deren am weitesten divergirende Formen die nodosarienähnlichen Varietäten mit birn- oder tonnenförmigen Segmenten, die bigenerinenartig gebauten Modificationen und die spiralig aufgerollten Typen bilden.

Placopsilina cenomana d'Orbigny. — Taf. I, Fig. 24, 25.

Placopsilina cenomana d'Orb. Prodrome vol. II, p. 185.
Oeufs de Mollusques Cornuel, Mém. soc. géol. France, 2 sér., vol. III, pl. IV, fig. 36.
Lituola cenomana Carpenter, Introd. foram. p. 143, pl. XI, fig. 11—14.
Placopsilina cenomana Brady, Pet. Foram. Challenger. Micr. Journ. vol. XIX. N. S. p. 30.
Placopsilina argoviensis Haeusler, Untersuch. micr. Struct. p. 34, pl. II, fig. 54.
Placopsilina cenomana Haeus., up. jurass. Ast. u. Lit. Q. J. G. S. vol. XXXIX, p. 27, pl. III, fig. 1.

Die wenigen Fragmente dieser Art aus der aargauischen Impressazone gehören kleinen einfachen Varietäten mit nodosarien- und spiralinenartig angeordneten Kammern an und stimmen genau mit früher beschriebenen jurassischen Formen überein. Sie finden sich auf den seltenen Mollusken- und Crinoidenresten.

Digitized by Google

Reophax de Montf.

Die Gattung *Rheophax* umfasst eine ziemlich grosse Anzahl einfach gebauter Foraminiferen, deren äussere Form an Lagenen, Nodosarien und Dentalinen erinnert. Die Textur ist bald grob, bald verhältnissmässig feinsandig und lässt sich schon bei schwacher Vergrösserung leicht beobachten, so dass eine Verwechslung mit den eben genannten hyalinen Formen nicht wohl möglich ist. Auf die Ähnlichkeit der kleinen, kümmerlich entwickelten Schälchen des oberen Juras mit gewissen Formen von *Haplostiche* wurde bereits hingewiesen.

Reophax difflugiiformis Brady[1]. — Taf. I, Fig. 1.

Reophax difflugiiformis Brady, Q. J. Micr. Sc. vol. XIX, N. S. p. 51, T. IV, fig. 3.
Reophax difflugiiformis Brady, Foram. Challenger. p. 289, T. XXX, fig. 1—5.
„ „ Haeus., Bull. soc. vaud. sc. nat. vol. XVIII, p. 224.

Es lässt sich kaum mit Gewissheit angeben, ob einige kleine, flaschenförmige, ziemlich feinsandige Exemplare wirklich zu dieser Art gerechnet werden müssen, oder aber ob sie als Modificationen von *R. scorpiurus* zu beobachten sind.

Reophax scorpiurus de Montf. — Taf. I, Fig. 9—16.

Reophax scorpiurus de Montf., Conchyl. syst. vol. I, p. 330.
Lituola nautiloidea var. *scorpiurus* P. & J., Phil. Trans. vol. CLV, p. 407, T. XV, fig. 48.
Reophax scorpiurus Haeus., Upp. Jur. Ast. a. Lituol., Q. J. G. S. vol. XXXIX, p. 27, T. II, fig. 7.
Reophax scorpiurus Brady, Foram. Challenger p. 291, T. XXX, fig. 12—17.

Diese im Jura auffallend weit verbreitete Art kommt in den aargauischen Impressaschichten ziemlich häufig in grossen, gut erhaltenen ein- und mehrkammerigen Exemplaren vor. Die Figuren stellen die wichtigsten Varietäten dar.

Reophax adunca Brady? — Taf. I, Fig. 5.

Reophax adunca Brady, Proc. Roy. Soc. Edinburg, vol. X, p. 715.
„ „ Brady, Foram. Challenger, p. 296, T. XXXI, fig. 23—26.

Wahrscheinlich gehören einige der kleinen, schlanken Schälchen hieher. Von den in den Kalkschichten der vorhergehenden Zonen auftretenden Formen unterscheiden sie sich durch geringere Grösse und feinere Textur.

[1] Ich verdanke Herrn Brady ein recentes Exemplar dieser Species, sowie mehrere andere lebende Formen der Familie, die eine sorgfältige Vergleichung ermöglichten.

Digitized by Google

Reophax multilocularis Haeus. — Taf. I, Fig. 6, 7.

Reophax multilocularis Haeus., Upp. Jur. Ast. a. Lit. Q. J. G. S. vol. XXXIX, p. 26.

Die Impressaschichten enthalten eine kleine *Reophax*-Art mit ziemlich grobsandiger Textur, die wahrscheinlich mit der schlanken, grossen *R. multilocularis* der älteren Schwammbänke nahe verwandt ist. Da wir von mehreren Foraminiferen mit agglutinirenden Gehäusen zwei ziemlich verschiedene Varietäten kennen, sind auch die in Frage stehenden Individuen vielleicht als unter eigenthümlichen Bedingungen ausgebildete für die Mergelbänke bezeichnende Varietäten dieser Species anzusehen. Da sich übrigens mehrere andere nodosarienähnliche Formen gleichzeitig vorfinden und die geringe Grösse und der fast durchweg schlechte Erhaltungszustand die verschiedenen Merkmale nie deutlich erkennen lassen, muss momentan von einer Eintheilung dieser kleinen Formen in besondere Varietäten oder Arten abgesehen werden.

Die Schälchen sind meistens mit einer festen Kruste bedeckt und werden alsdann nur in durchfallendem Lichte bemerkbar. Ähnliche Modificationen fand ich auch in den jüngeren oberjurassischen Mergelschichten. Sie erinnern in der äusseren Form an die recente Art *R. bacillaris* Brady.

Reophax variabilis Haeus. — Taf. I, Fig. 8.

Reophax variabilis Haeus., Foram. Oxford. Bull. soc. vaud. sc. nat. vol. XVIII, p. 224.

Während diese leicht kenntliche Form in den oberen Mergelbänken der vorhergehenden Zone stellenweise sehr häufig auftritt, scheint sie in den petrographisch ähnlichen Impressaschichten beinahe ganz zu fehlen. Aus dem Aargau erhielt ich erst etwa ein halbes Dutzend kleiner unregelmässiger Exemplare, die, was die Textur anbetrifft, sich von den älteren Formen nicht unterscheiden. Einige der wichtigsten nodosarien-, dentalinen- und marginulinenähnlichen Typen dieser Art sind in der Monographie der Foraminiferen der Transversariuszone abgebildet.

Reophax sp. ind. — Taf. I, Fig. 2—4.

Verschiedene, durch die allgemeine Schalenform an gleichzeitig vorkommende Varietäten von *Nodosaria radicula* er-

Digitized by Google

innernde Formen repräsentiren wahrscheinlich drei Arten, von denen die eine mit *Reophax polycides* Deecke[1], die andere mit *Reophax pauperata* Haeus.[2] Ähnlichkeit besitzt. Einige dieser kleinen, gewöhnlich incrustirten Specimina sind mit *Haplostiche horrida* Schw.[3] oder *Haplostiche foedissima* Rss.[4] isomorph oder identisch.

Möglicherweise sind sie auch mit den, in den marnes pholadomyennes auftretenden Varietäten der *Reophax Sterkii* nahe verwandt.

Haplophragmium Reuss.

Die Haplophragmien der schweizerischen Impressazone bilden eine umfangreiche Gruppe nonioninen-, rotalinen- und spirolinenartiger, allmählig in einander übergehender, meistens ziemlich grobsandiger Formen. Diese sind so veränderlich, dass es ganz unmöglich ist, einigermassen constante Varietäten zu unterscheiden. Die regelmässig spiralig aufgerollten, nautilus-ähnlichen Modificationen (Typ.: *H. canariense*) sind mit den bischofstabförmig gebauten Formen enge verbunden, und die letzteren zeigen so mannigfaltige Formverhältnisse, dass sich unzweifelhaft zusammengehörige Specimina von den aus älteren und jüngeren Formationen beschriebenen Species kaum unterscheiden lassen. Die ganze Gattung *Haplophragmium* ist noch zu wenig bekannt, um mit Sicherheit auf den genetischen Zusammenhang morphologisch bedeutend abweichender Formen schliessen zu können. Von den typischen Lituolen unterscheiden sie sich leicht durch den einfachen Bau. Dagegen enthalten, wie bereits weiter oben angegeben wurde, die oberjurassischen Mergelschichten kleine, oft incrustirte spirolinaähnliche Schälchen, die Spuren einer labyrinthischen Beschaffenheit erkennen lassen, daher eine vermittelnde Stellung zwischen den Haplophragmien und Lituolen einzunehmen scheinen.

---

[1] Deecke, Die Foraminiferenfauna d. Z. d. *Stephanoc. Humphriesianum* p. 19, Taf. I, Fig. 2, 2c.

[2] Haeusler, Ast. u. Lit. Bimammatusz., dies. Jahrb. 1883. I. 60. Taf. IV. Fig. 15.

[3] Schwager, Beiträge zur Kenntniss mikr. Faunen. Württemberg. Jahresh. XXI. p. 32, Taf. II.

[4] Reuss in Geinitz, Elbthal. Vol. II, p. 121, Taf. XXIV, fig. 1—3.

Digitized by Google

Alle in der Zone der *Ter. impressa* angefundenen Haplophragmien wurden auch in anderen Zonen des Jura's beobachtet, und eine sorgfältige Vergleichung der verschiedenalterigen Specimina kann allein sicheren Aufschluss über die verwandtschaftlichen Beziehungen der verschiedenen Species im engeren Sinne geben.

Was Reuss[1] über die cretacische Art *H. aequale* Rss. angiebt, gilt für alle jurassischen Arten, die alle als interessante Beispiele äusserst wandelbarer Species angeführt werden können.

Haplophragmium canariense d'Orb. — Taf. I, Fig. 17—20.

Nonionina canariensis d'Orb., Foram. Iles can. p. 128, Taf. II, fig. 33, 34.
Nonionina Jeffreysi Williamson, Rec. Foram. Gt. Brit. p. 34, Taf. III, fig. 72, 73.
Lituola nautiloidea var. *canariensis* Parker & Jones, Phil. Trans. vol. CLV. p. 406, Taf. XV, fig. 45. Taf. XVII, fig. 92—95.
Haplophragmium canariense Brady, Foram. Challenger p. 310, T. XXXV, fig. 1—5.

Die nonioninenähnlichen, regelmässig spiralig eingerollten Haplophragmien der Impressaschichten sind wahrscheinlich alle blosse Varietäten der *H. canariense.*

Durch die Art der Ausfüllung der Nabelgegend und der Suturen entstehen mehrere biconcave, beiderseits flache bis biconvexe Formen. Die letzteren lassen äusserlich keine Spur der Kammerung erkennen. Durch theilweise centrifugales Wachsthum entstehen die Übergangsformen zu den spirolinenartigen Typen. Die Figuren stellen einige der wichtigsten Formen dar und machen eine besondere Beschreibung überflüssig.

Sie schliessen sich bald enger an die Normalform, bald näher an *Haplophragmium nonionoides* Reuss, *rotundidorsatum* Hanck, *acutidorsatum* Hanck, oder wie bereits angegeben wurde, an die Species mit geradlinig verlängertem jüngern Schalentheil an. Unsymmetrische Formen sind in dieser Zone sehr selten.

H. canariense scheint im ganzen Jura verbreitet zu sein, findet sich aber gewöhnlich nur in vereinzelten Exemplaren.

---

[1] Reuss, Foram. Hils und Gault. Sitzungsber. d. k. k. Ak. d. Wissenschaft. Vol. XLVI. pag. 29.

Digitized by Google

Haplophragmium suprajurassicum Schwager. — Taf. II, Fig. 9.

Haplophragmium suprajurassicum Schwag., Württemb. Jahresh. XXI. p. 92, T. II, fig. 1.

Unter den ungemein vielgestalteten Haplophragmien der Impressazone des Aargaus finden sich ausnahmsweise Exemplare, die mit *H. suprajurassicum* Schw. genau übereinstimmen.

Haplophragmium coprolithiforme Schwager. — Taf. II, Fig. 5—8.

Haplophragmium coprolithiforme Schwg., Foram. Sowerbyizone p. 1, Taf. I, fig. 3.
Haplophragmium coprolithiforme Deecke, Foram. d. Zone d. *St. Humphr.* p. 20, T. I, fig. 5.

Diese, in den oberen Juraschichten der Schweiz leider seltene Art bildet den Schluss einer langen, von *H. canariense* ausgehenden Reihe. Für die wenigen typischen Exemplare meiner Sammlung passten die von Schwager und Deecke gegebenen Beschreibungen genau.

Haplophragmium fontinense Terquem. — Taf. I, Fig. 21. Taf. II, Fig. 1, 2.

Haplophragmium fontinense Terq., Mém. Ac. Metz 1870, p. 235, T. XXIV, fig. 29, 30.
Haplophragmium fontinense Brady, Foram. Challenger, p. 305, T. XXXIV, fig. 1—4.

In diese Gruppe können wir eine grosse Zahl ziemlich grobsandiger, seitlich stark comprimirter Formen stellen. *H. fontinense* scheint mit *H. canariense* einerseits und *H. coprolithiforme* oder *H. agglutinans* andererseits enge verbunden zu sein. Es ist eine im mittleren und oberen Jura sehr weit verbreitete Art.

Die Figuren stellen drei eigenthümliche Varietäten von Effingen dar.

Haplophragmium agglutinans d'Orbigny. — Taf. I, Fig. 22, 23. Taf. II, Fig. 3, 4.

Spirolina agglutinans d'Orb., Foram. Foss. Vienne, p. 131, T. VII, fig. 10—12.
Haplophragmium agglutinans Brady, Foram. Challenger, p. 301, T. XXXII. fig. 19—26.

Einige, in den compacteren Mergellagern von Effingen gesammelte schlanke Formen dürften wohl dieser Art am

Digitized by Google

nächsten stehen, obschon die Zusammengehörigkeit nicht genau erwiesen ist. Den nämlichen Modificationen begegnen wir auch in den übrigen Mergeln des Argoviens und Sequaniens, überall vereinzelt.

Haplophragmium nanum BRADY. — Taf. II, Fig. 10, 11.

Haplophragmium nanum BRADY, Q. J. Micr. Sc. vol. XXI, N. S. p. 50.
" " BRADY, Denks. k. k. Ak. Wiss. Wien. vol. XLIII, p. 99, T. II, fig. 1.
Haplophragmium nanum BRADY, Foram. Chall., p. 311, T. XXXV, fig. 6—8.

Neben den bischofstabförmigen Haplophragmien finden sich stets einige kleine, vollkommen spiralig gebaute Formen, die in den allgemeinen Form- und Grössenverhältnissen mit gleichzeitig auftretenden Trochammineen die grösste Ähnlichkeit besitzen, sich durch die Textur aber so enge an *H. canariense* anschliessen, dass sie wohl in derselben Formenreihe untergebracht werden müssen. Unter den beschriebenen Species steht *H. nanum* am nächsten und da von dieser Art typische Specimina aus den Transversariusschichten bekannt sind, mag die Bezeichnung für die kleinen Formen der Mergelschichten gebraucht werden.

Die Figuren stellen zwei gut erhaltene Individuen von Effingen dar.

Haplophragmium?

Hier mögen kurz einige meistens sehr kleine, seltene und leider nicht gut erhaltene Schälchen aus den aargauischen Impressaschichten erwähnt werden.

Einige derselben besitzen eine ziemlich grobsandige Textur und erinnern durch die eigenthümliche Aufeinanderfolge der Kammern an *H. glomeratum* BRADY, unterscheiden sich aber doch so bedeutend, dass sie unmöglich mit dieser Art vereinigt werden können. Die anderen gehören dem Formenkreise der *Textularia agglutinans* an, zeichnen sich aber durch die regelmässig spiralige Anordnung der älteren Kammern von den typischen Exemplaren aus. Der ältere Theil stellt wenigstens äusserlich ein kleines *Haplophragmium* dar. Vielleicht sind diese interessanten Schälchen in die Gattung *Spiroplecta* P. & J. zu stellen.

Digitized by Google

B. Lituolinen mit secundären Septa.

Haplostiche Reuss.

Unter den nodosarienähnlichen, mehrkammerigen Lituolinen der Zone giebt es kleine, ziemlich grobsandige Formen, die Spuren einer labyrinthischen Structur erkennen lassen. Da sie aber, wie bereits angedeutet wurde, in den allgemeinen Formverhältnissen mit gewissen Species von *Reophax* derselben Schichten ganz genau übereinstimmen und der geringen Grösse und Zerbrechlichkeit der ziemlich seltenen Gehäuse wegen die speciellen Untersuchungen keine befriedigenden Resultate ergaben, ist es zweifelhaft, ob wir es wirklich mit Haplostichen oder bloss eigenthümlich ausgebildeten Formen von *Reophax* zu thun haben. Da sie aber möglicherweise Übergangsformen von *Reophax* zu *Haplostiche* bilden, mögen sie einstweilen in dem letztgenannten Genus ihren Platz finden.

Haplostiche horrida Schwager. — Taf. I, Fig. 26.

Haplostiche horrida Schwager, Beiträge z. Kenntn. mikr. Faunen. jurass. Sch. p. 92, T. II, fig. 2.

Unter den unzweifelhaft einfachen Lituoliden der Impressaschichten finden sich Exemplare, die der von Schwager beschriebenen Form so nahe stehen, dass es scheint, als ob dieser Autor unter der nämlichen Bezeichnung einfache und labyrinthische Varietäten vereinigte.

Exemplare mit normal entwickelten secundären Scheidewänden besitze ich aus dem Jura keine und wenn auch einzelne Specimina auf die Existenz solcher Septa schliessen lassen, so erheben sich doch Zweifel gegen deren Stellung in der Gattung *Haplostiche*. Mehrere Schälchen liessen, als sie mit Luft erfüllt waren, schwach entwickelte Secundärwände erkennen. Nach Einschliessen in Kanadabalsam waren diese kaum mehr sichtbar.

Das Figur 26 abgebildete Exemplar gehört wahrscheinlich in die nämliche Gruppe.

Hier bemerke ich übrigens, dass die mit *H. Soldoni* nahe verwandten Formen aus den Transversariusschichten der Staffelegg ebenfalls nur rudimentäre Secundärsepta besitzen.

Digitized by Google

Lituola Lamarck.

Die Gattung *Lituola* im engern Sinne besteht aus einer kleinen Gruppe meistens ziemlich grosser, bischofstabförmiger Formen mit mehr oder weniger deutlich entwickelten secundären Kammerwänden und in typischen Exemplaren mit zusammengesetzter Mündung. Im Jura scheinen die in der Kreide so häufig werdenden Varietäten noch zu fehlen. Dagegen tritt uns in mehreren jurassischen Schichten eine sehr einfach gebaute Varietät entgegen, die bald zu *Lituola*, bald eher zu *Haplophragmium* gezählt werden kann. Trotz der grossen geologischen Verbreitung der Lituolen, die Brady schon in der Kohlenformation beobachtete, gehören alle Formen denselben Typen an und werden heute gewöhnlich unter dem Lamarck'schen Namen *Lituola nautiloidea* zusammengefasst.

Lituola nautiloidea Lamarck.

Lituolites nautiloidea Lam., Ann. Mus. vol. V, p. 243.
Lituola nautiloides d'Orb., Foram. foss. Vienne, p. 138, T. XXI, fig. 20, 21.
Lituola nautiloidea Brady, Carbon u. Perm. Foram. p. 63, Taf. VIII, fig. 7.

Die hieher zu zählenden Lituoliden sind mit den oben beschriebenen Haplophragmien isomorph. Durch die unvollständige Septation erinnern sie an diese nicht labyrinthischen Formen. Im äusseren Umriss stehen sie den in anderen älteren Schichten auftretenden Modificationen am nächsten. Von den grossen Kreidevarietäten dagegen unterscheiden sie sich durch weniger und höhere Kammern.

II. Trochammininae.

Trochammina Parker & Jones.

Trotzdem schon Parker & Jones im Jahre 1859 auf einige rotalinenähnliche Trochammineen aufmerksam machten, wurden bis vor verhältnissmässig kurzer Zeit die meisten in diese Gruppe zu stellenden Foraminiferen mit den, in den allgemeinen Formverhältnissen sehr ähnlichen Familien der Milioliden, Rotaliden etc. vereinigt. Die jurassischen Arten

Digitized by Google

wurden als Cornuspiren, Nodosarien, Dentalinen, Discorbinen, Planorbulinen etc. beschrieben, mit denen sie, was Form und Grösse der Schalen anbetrifft, in der That auffallende Ähnlichkeit besitzen. Trotzdem in vielen Fällen die sandige Zusammensetzung schon bei schwacher Vergrösserung wahrgenommen werden kann, ist es in anderen Fällen sehr schwierig, die wahre Natur dieser mikroskopischen Formen zu erkennen; da sich ferner gleichzeitig anderen Familien angehörige Varietäten mit sandigem Schalenbau vorfinden, und die Oberfläche ursprünglich kalkiger Gehäuse durch chemische Veränderung der Schalensubstanz ein rauhes Aussehen erhält, kann eine solche Verwechslung kaum überraschen, um so weniger, als auch nur wenige lebende Repräsentanten der Gruppe genau untersucht waren.

Alle neueren Forschungen ergaben, dass die Trochammineen zur Juraperiode bereits in grosser Mannigfaltigkeit vertreten waren, dass sich aber diese Formen alle nahe an lebende oder ältere fossile Typen anschliessen. Im Aargau erscheinen die Trochammineen schon im unteren Lias, und *Webbina* scheint auch in den triasischen Schichten des Rheinthales vertreten zu sein. In besonders auffallender Formen- und Individuenzahl begegnen wir den einfacheren Varietäten von *Ammodiscus* und *Trochammina*, die in einigen Bänken des oberen Jura namentlich in colossaler Menge vorkommen.

In mancher Beziehung gehören diese Formen zu den interessantesten jurassischen Überresten, indem sie sich in ununterbrochenen Reihen vereinigen lassen und uns über die Entstehung neuer Arten wichtigen Aufschluss geben.

Das Vorkommen unzähliger Modificationen mit relativ grob- oder feinsandigen oder sandfreien Schalen, mit kieseligem oder kalkigem Cement zeigt uns auch, wie ungemein veränderlich die Species sind und wie schwierig es ist, ihre Grenzen zu bestimmen. Zu den wichtigsten Formen müssen die interessanten Monstrositäten und Zwischenformen gerechnet werden, ebenso die durch eigenthümliche Lebensbedingungen erzeugten Varietäten, mit Hülfe derer sich der Stammbaum mehrerer Arten, die Übergänge von *Ammodiscus* zu *Trochammina* und die interessanten Beziehungen älterer zu jüngeren Formen nachweisen lassen.

Digitized by Google

In den Impressaschichten des Aargaus scheinen die Hormosinen und Webbinen zu fehlen. Um so besser sind, soweit es wenigstens den Häufigkeitsgrad anbetrifft, einige der übrigen Trochammineen vertreten.

Ammodiscus Reuss.

Die einkammerigen, röhrenförmigen, freien Trochammineen bilden eine ziemlich artenreiche und der grossen geologischen und geographischen Vertheilung einiger Typen wegen für die Paläontologie sehr wichtige Foraminiferengruppe. In den Impressaschichten sind die einfachen flachspiraligen und und unregelmässig, knotenähnlich aufgerollten Varietäten so gemein, dass sie in dem feinen Schlammrückstande in unbegrenzter Zahl vertreten sind. Alle Ammodisken der Zone des Aargaues finden sich auch in den übrigen oberjurassischen Schichten mit ähnlichem Character des Gesteines, dagegen erscheinen einige interessante Übergangsformen von den einkammerigen zu den mehrkammerigen spiraligen Formen in dieser Zone in grösster Häufigkeit innerhalb der schweizerischen Juraformation. Die beiden *Ammodiscus*-Arten, *A. filum* und *A. jurassicus* sind seltener als in der vorhergehenden Zone des *Ammonites transversarius* und das Vorkommen von *A. charoides* ist noch nicht mit genügender Sicherheit nachgewiesen.

Vergleichen wir einige Präparate dieser Foraminiferen, so machen sich in erster Linie die Verschiedenheiten der Texturverhältnisse bemerkbar. Mit Berücksichtigung dieser Merkmale können wir leicht drei Gruppen unterscheiden, als deren typische Repräsentanten die glashelle Modification von *A. incertus,* der sehr feinsandige, dickwandige, in durchfallendem Lichte characteristisch grau erscheinende gemeine *A. gordialis* und der *A. jurassicus* angesehen werden können. Diese Verschiedenheiten existiren auffallenderweise in kalkigen Schichten nicht in gleichem Masse, sondern in diesen ist die Textur von *A. incertus* und *A. gordialis* gleich und von *A. jurassicus* dagegen sehr grobsandig. *A. incertus* und *A. gordialis* besitzen beide flachspiralige, isomorphe Varietäten, die sich nur durch die eben angegebene verschiedene Beschaffenheit der Kammerwände unterscheiden. Mit Bezug auf die

Digitized by Google

Art des Wachsthums unterscheiden wir die flachspiraligen cornuspiraähnlichen, die mehr oder weniger regelmässig conisch spiraligen, die theilweise oer ganz geraden oder gebogenen und die miliolinenartigen Formen, die aber alle in einander übergehen.

Von mehreren Ammodisken wurden im oberen Jura zwei verschiedene Varietäten gefunden, von denen die grössere oft kieseligsandige für die kalkigen, die kleinere fast ausnahmslos kalkigsandige für die mehr thonigen Bänke bezeichnend ist. Eigenthümlich ist das Vorkommen fast rein kalkiger sandfreier Exemplare neben solchen mit relativ grobsandigen Schalen. Die gleichartige Ausbildung der flachspiraligen Arten der Gattungen *Cornuspira, Spirillina* und *Ammodiscus* gab von jeher zu Verwechslungen Veranlassung und noch heute ist es unentschieden, ob die einfacheren Ammodisken nicht ausnahmsweise eine poröse Schale besitzen, wie aus den Beobachtungen mehrerer Mikroskopiker hervorzugehen scheint.

Ammodiscus incertus d'Orbigny. — Taf. II, Fig. 12—18. Taf. III, Fig. 1—9.

Operculina incerta d'Orb., Foram. Cuba, p. 49, pl. VI, fig. 16—17.
Spirillina arenacea Williamson, Rec. For. Gt. Brit. p. 93, pl. VII, fig. 203.
Trochammina squamata incerta Park. & Jon., Q. J. G. S. vol. XIX, p. 304.
Trochammina incerta Carp., Parker & Jones, Introd. Foram. p. 141, 312, pl. XI, fig. 2.
Involutina silicea Terq., Mem. for. Lias. p. 450, pl. VI, fig. 11.
Cornuspira Hoerneri Karrer, Über das Auftreten etc., Sitzb. k. k. Ak. d. Wissensch. Wien, Vol. LII, p. 495, pl. I, fig. 10.
Ammodiscus infimus Bornemann, D. Foram. *Involutina*, Zeitsch. deutsch. geol. Ges. vol. XIX, p. 725, pl. XVIII, fig. 4—7, pl. XIX, fig. 8.
Cornuspira Eichbergensis Kübler & Zwingli, Foram. schweiz. Jura, p. 24, pl. III, fig. 2.
Trochammina incerta Haeusl., On the Trochamminae of the lower Malm. Ann. a. Mag. Nat. Hist. Vol. X, p. 52, T. III, fig. 1—4.

Diese einfache *Trochammina* ist unstreitig die häufigste und geologisch und geographisch am weitesten verbreitete organische Species und findet sich auch in den Impressaschichten in mehreren leicht zu unterscheidenden Varietäten. Es ist hier nicht der Ort, näher auf einige diese Art betreffende Streitfragen einzutreten, dagegen erfordern die während der letzten Jahre angestellten Beobachtungen hier kurz besprochen zu werden.

Die Schale bildet eine einfache, oft von einer etwas er-

Digitized by Google

weiterten Anfangskammer ausgehende Röhre von gleicher oder wenig zunehmender Weite. Oft ist sie stellenweise eingeschnürt[1], ohne dass eigentliche Scheidewände entstehen. An keinem einzigen schweizerischen Exemplar waren Querwände nachweisbar und die Resultate meiner bezüglichen Untersuchungen, die an vielen tausend Schalen angestellt wurden, stimmen mit den von Bornemann erhaltenen überein. In den Impressaschichten begegnet man häufig Ammodiskenschalen, deren Lumina durch sich berührende oder wenig auseinanderstehende sphärische Pyritmassen ein vielkammeriges Aussehen erhalten. Nach dem Auflösen der kalkigen Schalen bilden diese Concretionen oft perlschnurartige Reihen, die einem Steinkern von mehrkammerigen Foraminiferen auffallend ähnlich sehen und daher leicht zu ganz irrigen Ansichten Veranlassung geben können. Taf. III. fig. 8. Was die chemische Beschaffenheit dieser mikroscopischen Schalen anbetrifft, so bietet diese eigenthümliche Erscheinungen.

Einige Forscher bezeichnen sie als kieselig, andere als kieseligsandig, kalkig oder kalkigsandig. Wie ich schon früher zeigte, finden sich in der Zone des *Ammonites transversarius* alle möglichen Varietäten mit kieseliger und kalkiger Cementmasse. Die ersten wiederstehen der Einwirkung von Säuren und enthalten ausschliesslich Kieselsäure als Bindemittel und besitzen daher eine ähnliche Textur wie die von Terquem und Bornemann beschriebenen Formen. Die kalkigen Formen zeichnen sich oft durch die auffallende Rauhigkeit der Oberfläche aus. Diese ist oft so beschaffen, dass die Gehäuse keine Spur des spiraligen Baues zeigen. Oft herrschen die agglutinirten Bestandtheile so weit vor, dass sich mit Hülfe des Mikroscopes allein keine Spuren eines Bindemittels erkennen lassen; mit Salzsäure behandelt zerfallen sie jedoch vollständig. Häufiger tritt der umgekehrte Fall ein, die Kalkmasse herrscht so weit vor, dass die Oberfläche glatt und die ganze Schale glashell und durchsichtig wird. Die typische Form ist kalkig und der geringen Menge sandiger Bestandtheile wegen beinahe glatt und vollkommen durch-

[1] An der von Deecke beschriebenen mitteljurassischen *Troch. tolipa* sind die Einschnürungen tief und regelmässig vertheilt, dagegen sind deren Formverhältnisse die nämlichen wie bei *Am. incertus* und *gordialis*.

Digitized by Google

sichtig. Wenn auch einzelne Exemplare mit kieseligem oder kalkigem Bindemittel sandfrei sind, so muss die Art doch den ihr von Parker & Jones eingeräumten Platz unter den Trochammineen beibehalten. Ähnlichen Erscheinungen begegnen wir überdies unter den anderen Arten der Gattung. Die meisten Ammodisken und Hormosinen und zahlreiche Trochamineen einzelner Schichten der Transversariuszone sind kieselig und die entsprechenden Formen der Mergelbänke kalkig, so dass in diesen Fällen die chemische Beschaffenheit der Schalenwand kein zuverlässiges Unterscheidungsmerkmal bildet. Die Textur der jurassischen Trochammineen ist vielmehr beinahe rein kieselig, glasig, die Oberfläche glatt, oft glänzend, oder aber kieseligsandig und die Oberfläche glatt, oder rein kalkig, die Oberfläche glatt, oft glänzend, oder kalkigsandig und die Oberfläche matt bis sehr rauh. Oft nehmen ausserdem Eisenverbindungen am Aufbau der Schale Antheil, so dass die häufige, flachspiralige *Trochammina incerta* mit Bezug auf die Textur und chemische Zusammensetzung in nicht weniger als 5 verschiedene Formengruppen eingetheilt werden kann. Zu diesem muss ausserdem eine recente membranöse Modification addirt werden.

Dass die typischen Formen von *Ammodiscus* nicht porös sind, wurde von verschiedenen Forschern genügend bewiesen. Dagegen wurde von anderer Seite das Vorkommen von feinen Kanälen in ähnlichen Foraminiferen nachgewiesen. Es frägt sich nun, ob poröse und nicht poröse Schalen in dieselbe Species gerechnet werden dürfen. Da wir im oberen Jura langen, flaschenförmigen Exemplaren von *Thurammina papillata* mit weiter halsartiger Mündung und einer einzigen Öffnung und kleinen sphärischen Formen mit papillenartigen Mündungen, daneben aber auch solchen ohne jede Spur von Öffnungen begegnen, die daher als sehr fein porös bezeichnet werden müssen und auch die andern Thurammineen unter Umständen ähnliche Verhältnisse zeigen, liegt einem derartigen Vorgehen nichts im Wege. Was die flachspiraligen Ammodisken der Impressaschichten anbetrifft, ist das Vorhandensein von Poren noch nicht mit genügender Sicherheit festgestellt. Von aussen gesehen sind selbst bei 1000facher Vergrösserung Öffnungen nicht wahrzunehmen, und die als Poren erscheinenden Punkte

Digitized by Google

erweisen sich als sehr feine Sandkörner. Auf Dünnschliffen dagegen beobachtet man oft eigenthümliche, dunkle, sehr feine Linien. Ob diese aber bloss von quer durchschliffenen, möglicherweise während des Schleifens entstandenen Bruchflächen oder wirklichen Poren herrühren, konnte nicht bestimmt werden. Auf das Vorkommen von rundlichen Eindrücken auf der äusseren Schalenoberfläche wurde schon früher hingewiesen. Sollten sich wirklich poröse Formen von *Trochammina incerta* im oberen Jura vorfinden, woran ich zweifle, so sind die Poren jedenfalls viel feiner als die von Möller an den Spirillinen des russischen Kohlenkalkes entdeckten. Es wäre wünschenswerth über diesen interessanten Punkt Gewissheit zu erlangen. Leider eignen sich die in der Regel sehr kleinen schweizerischen Ammodisken nicht gut für derartige Beobachtungen, da das Anfertigen auch von Längsschliffen fast immer misslingt.

Kübler & Zwingli vereinigen die jurassischen Cornuspiren, Spirillinen und Ammodisken in die Gattung *Cornuspira* und führen von *Cornuspira Eichbergensis* sowohl porenlose als poröse Varietäten an. Ich hatte leider nicht Gelegenheit die ganze werthvolle Sammlung der von diesen Forschern angelegten Präparate zu durchgehen, und da sich weder aus den Tafeln noch aus dem Texte die Natur der Schalenwände erkennen lässt, bleibt es einstweilen unentschieden, ob *Cornuspira helvetica* unter allen Umständen feinsandig und daher mit *Trochammina* zu vereinigen ist. Die grobporöse Form aus den Opalinusthonen der Schambelen sind nach der Beschreibung und Abbildungen zu schliessen ächte Spirillinen[1]. Gümbel führte aus den Schwammlagern von Streitberg zwei ächte Spirillinen *(Corn. polygyrata, Corn. tenuissima)* an. Die erste scheint im Aargau zu fehlen, die letzte dagegen ist wohl eine *Trochammina*[2]. Wir kennen demnach aus dem Jura in der allgemeinen Form ganz genau übereinstimmende Cornuspiren, Spirillinen und Ammodisken, die vielfach mit einander verwechselt wurden. Im oberen Jura beobachtet man Spiroloculinen mit typischen porcellanartigen, in durchsichtigen Ex-

[1] Jones, Swiss. jurassic. foram. Geol. Mag. Vol. X, No. 5, p. 208 etc.

[2] Schwager, Beitrag zur Kenntniss d. mikr. Fauna jurass. Schichten, Württemb. Jahresh. 1865, p. 82.

Digitized by Google

emplaren braunen Schalen neben Individuen mit vollständig farblosen, kalkigen oder sandigen Gehäusen. Es ist somit die Möglichkeit vorhanden, dass einige der als *Ammodiscus* bezeichneten Formen wirklich Cornuspiren mit farblosen oder sandigen Schalen sind.

Von den einfach flachspiraligen Ammodisken, die der Species *A. incertus* im ausgedehnten Sinne beigezählt werden, können mit ausschliesslicher Berücksichtigung der allgemeinen Formverhältnisse mehrere Varietäten unterschieden werden. Da diese in älteren und jüngeren Schichten auftreten und daher bereits beschrieben wurden, genügt es an dieser Stelle kurz die wichtigeren Modificationen zu besprechen. Als typische Form wird gewöhnlich die annähernd kreisrunde, einen Doppeltrichter darstellende, aus 8 Windungen bestehende Form gewählt. Von dieser lassen sich die übrigen Modificationen leicht ableiten. Die als *T. incerta* var. *gracilis* bezeichnete Varietät (*Corn. gracilis* R. & Z.) Taf. II. Fig. 17 mit zahlreichen gewölbten Umgängen, die infolge des wenig zunehmenden Durchmessers der engen Röhre eine beiderseits flache Spirale darstellen, die *T. incerta* var. *crassa* (*Corn. crassa* R. & Z.) Taf. II. Fig. 14 mit aus wenigen gewöhnlich 4 Windungen bestehenden flachen Schalen treten wie die *T. incerta* in kreisrunden, elliptischen und biscuitförmigen Exemplaren auf. Die Textur ist meistens sehr feinsandig und an zahlreichen Specimina gelang es selbst bei stärkster Vergrösserung nicht fremde Bestandtheile nachzuweisen. In diesen Fällen sind die Gehäuse glasartig, vollkommen durchsichtig, glatt, oft glänzend. Die Fig. 13 und 16 stellen zwei durch Schwefelkies incrustirte Exemplare dar. Sehr häufig ist der Hohlraum ausgefüllt. Wenn die dunkle grösstentheils aus Pyrit bestehende Masse in kugeligen Knollen vorhanden ist, entstehen die eigenthümlichen bereits besprochenen Formen mit mehrkammerigem Aussehen.

Sehr häufig sind die trichterartigen Vertiefungen durch kalkige Schalenmasse so ausgefüllt, dass die Gehäuse linsenförmig erscheinen. Der letzte Umgang ist meistens deutlich sichtbar, in durchfallendem Lichte gesehen auch die älteren Windungen. Eine sowohl durch die Textur als durch die Form leicht kenntliche Modification (var. *megaspira*) unter-

Digitized by Google

scheidet sich von der Stammform so weit, dass sie als eigene Species aufgeführt werden kann. Die cylindrische, im Querschnitte kreisrunde oder etwas eckige enge Röhre ist regelmässig aufgerollt. Die Textur ist sehr feinsandig oder die Quarztheilchen treten zurück, so dass nach Behandlung mit Säuren fast kein Rückstand bleibt. Der Cement ist kalkig und durch Spuren von Eisenverbindungen schwach bräunlich gefärbt. Die Oberfläche ist uneben infolge von oft sehr regelmässig vertheilten rissartigen Vertiefungen und Anwachsstreifen (Fig. 18, 18a). Eine interessante Varietät (var. *tuberculata*) zeichnet sich durch oft regelmässig vertheilte glashelle tuberkelartige Verzierungen aus und erinnert an die von Terquem beschriebenen eocänen Spirillinen des Pariser Beckens und an die von demselben Forscher und Bornemann behandelten liasischen Involutinen (Fig. 15).

Ammodiscus incertus ist in allen Bänken der Impressazone sehr häufig.

Ammodiscus gordialis Parker & Jones. — Taf. III, Fig. 10—22. 31.

Trochammina squamata gordialis Jones & Parker, Q. J. Geol. soc. vol. XVI. p. 304.
Trochammina gordialis Carpenter, Introd. foram. p. 141, pl. XI, fig. 4.
Trochammina gordialis Brady, Carb. u. Perm. foram. p. 77, pl. III, fig. 1—3.
Cornuspira variabilis Kübler & Zwingli, Foram. Schweiz. Jura, p. 33, Taf. IV, fig. 4.
Trochammina gordialis Haeusler, Ann. a. Mag. Nat. hist. vol. X, p. 55, T. III u. IV, fig. 8—20.

Die einfachen Varietäten dieser geologisch und geographisch ungemein weit verbreiteten Art treten in den Impressaschichten sehr häufig auf, erinnern aber so genau an die Formen der vorhergehenden Zone (Mergelbänke), dass eine eingehende Beschreibung hier blosse Wiederholung des bereits Gesagten wäre. Ein typisches Exemplar bildet auch Schwager aus derselben Zone ab.

In den älteren Kalkschichten des Malms besitzen die beiden Species *A. incertus* und *A. gordialis* genau die nämliche Grösse und Textur und unterscheiden sich nur durch die verschiedene Art der Aufrollung. In den Mergelbänken ist dagegen die Grösse und Textur verschieden. Die Varietäten der Impressaschichten zeichnen sich durch eine dick-

Digitized by Google

wandige, feinsandige, im durchfallenden Lichte grau erscheinende Schale aus. Die einfachste Modification ist flachspiralig und oft mit der glashellen var. *crassa* des *A. incertus* isomorph. Häufiger sind jedoch die Windungen mehr umfassend. Die unregelmässig gewundenen Formen sind so mannigfaltig, dass sich unter tausenden kaum zwei gleiche Exemplare vorfinden. Von besonderem Interesse sind die gekammerten Varietäten, die die Übergänge von *Ammodiscus* zu *Trochammina proteus* vermitteln. In der Regel sind die beiden älteren Umgänge mehrkammerig, sehr selten die jüngeren.

Mehrkammerige Modificationen von *A. gordialis* beschrieben schon Parker & Jones und die eigenthümliche mit *A. gordialis* nahe verwandte *Troch. tolipa* Deeke scheint im älteren Theil ebenfalls Andeutungen von Querwänden zu besitzen. Auf die Übergänge von den einfachen monothalamischen zu den polythalamischen Formen machte Karrer aufmerksam. (*Troch. proteus.*) Die Figuren 17—20 stellen einige mehrkammerige Formen von Effingen dar.

Die Zone des *Ter. impressa* bildet das Hauptlager des *A. gordialis* im Jura. Gegen die oberen Schichten nimmt die Art rasch an Häufigkeit ab. Grosse kalkige und kieselige Formen finden sich nur in den Schwammbänken der Zonen des *Ammonites transversarius* und des *Am. bimammatus*. *A. gordialis* findet sich von der Kohlenformation an bis in unsere geologische Periode.

Ammodiscus charoides Parker & Jones?

Trochammina squamata charoides Parker & Jones, Q. J. G. S. vol. XVI, p. 304.
Trochammina charoides Carpenter, Introd. foram., p. 141, VI, fig. 3.
Trochammina charoides Parker, Jones & Brady, Foram. Crag. p. 26.
Trochammina charoides Parker, Jones & Kirkby, Ann. a. Mag. nat. hist. ser. 4, vol. IV, p. 390.
Trochammina charoides Haeusler, Ann. a. Mag. nat. hist. ser. 5, vol. X. p. 56, T. IV, fig. 21.

Ich besitze aus den Effinger Schichten von Elfingen ein kleines Exemplar einer *Trochammina*, das wahrscheinlich dem *A. charoides* zugehört, möglicherweise aber nur eine eigenthümlich ausgebildete Form von *A. gordialis* ist. Grösse und Textur erinnern an die gleichzeitig vorkommenden Schalen der letzteren Art.

Digitized by Google

Ammodiscus filum Schmid. — Taf. III, Fig. 23.

Serpula filum Schmid, dies. Jahrb. 1867. pag. 583. pl. VI, fig. 48.
Trochammina filum Jones, Parker & Kirkby, Ann. a. Mag. Nat. Hist. Vol. IV, pl. IV, fig. 389.
Trochammina filum Brady, Carb. a. Perm. Foram. p. 81, pl. III, fig. 16.
Trochammina filum Haeus., Ann. a. Mag. Nat. Hist. vol. X, p. 57, T. III, fig. 22.

Die wenigen Fragmente dieser Species unterscheiden sich in der Form nicht von den älteren jurassischen Varietäten, stehen aber, was Textur und Grössenverhältnisse betrifft, der *Am. gordialis* näher als der typischen *Am. filum* der unteren Transversariuszone.

Ammodiscus jurassicus Haeusler. — Taf. III, Fig. 33, 34.

Trochammina jurassica Haeusler, Ann. a. Mag. Nat. Hist. Ser. 5, vol. X. p. 58, Taf. IV, fig. 31—40.
Trochammina jurassica Haeuss., dies. Jahrb. 1882. pag. 59, T. IV, fig. 4.

Die Impressaschichten enthalten wie die oberen Mergel der Transversariuszone nur die kleine Varietät dieser miliolinenähnlichen Foraminifere. Die grösseren, grobsandigen Formen sind auf die Kalkschichten beschränkt. *Am. jurassicus* bildet mit *Am. miliolides* P. & J. und *Am. Robertsoni* Brady eine eigenthümliche Gruppe von Lituoliden, die sehr wahrscheinlich den Übergang von dieser Familie zu den Milioliden vermitteln. Von den gleichzeitig auftretenden Spiroloculinen und Miliolinen ist *A. jurassicus* oft kaum zu unterscheiden, da die Oberfläche derselben infolge der agglutinirenden Bestandtheile ein ganz ähnliches rauhes Aussehen erhält. *Am. jurassicus* geht allmählig in *A. pusillus* und *A. gordialis* über. Zu dieser Art sind wahrscheinlich auch die von Kübler & Zwingli beschriebenen Foraminiferen zu zählen. Diese Autoren machten bereits auf den nahen Zusammenhang ihrer Cornuspiren mit den Agathistegiern aufmerksam. *A. jurassicus* typ. der Schwammlager ist mit *Miliolina fusca* isomorph.

Die Art tritt vom mittleren Dogger an auf.

Trochammina Parker & Jones.

Trochammina ist eine sehr formenreiche Gattung, deren valvulina-, rotalina-, planorbulina-, truncatulina-, discorbina-, globigerinaähnlichen Varietäten in mehreren oberjurassischen Zonen nachgewiesen werden konnten. Die einfacheren Modi-

Digitized by Google

fications von *Troch. inflata* und *Troch. squamata* treten bereits im unteren Lias auf. Die Übrigen erscheinen im Dogger und Malm. Trotz der ausserordentlichen Unbeständigkeit der Form-, Grössen- und Texturverhältnisse ist die Zahl der Arten eine relativ kleine und mehr als $\frac{4}{5}$ aller jurassischen Formen sind blosse Varietäten der geologisch so weit verbreiteten noch lebenden *Troch. inflata.* Die Ähnlichkeit mit Foraminiferen anderer Familien ist so gross, dass die Unterschiede oft erst bei starker Vergrösserung beobachtet werden können. Die Schalen sind in der Regel feinsandig, doch besitze ich aus verschiedenen Schichten, namentlich aus den oberjurassischen Kalkbänken mit Scyphien grosse, grobsandige Exemplare, die ein haplophragmienartiges Aussehen erhalten. Der Cement ist kalkig, in seltenen Fällen kieselig. In den Schwammlagern der Transversariusschichten kommen Formen von *Troch. constricta* und *Troch. hyalina* mit beinahe ausschliesslich kieseligen, glasartigen Gehäusen vor. Was für die Ammodisken gesagt wurde, gilt daher auch für einige mehrkammerige Trochammineen. Im Jura herrschen farblose, eisenfreie Formen vor. Von mehreren Species, besonders aber von *Troch. inflata* sind übrigens glashelle, gelbliche und dunkelbraune Schalen bekannt. Die Übergänge von *Trochammina* zu Ammodisken sind leicht nachzuweisen. *Troch. (Am.) gordialis* tritt in den Impressaschichten in ein- und mehrkammerigen Varietäten auf und die letzten Formen, die die für *A. gordialis* charakteristische Schalenbeschaffenheit (sehr feinsandige Textur) beibehalten und dadurch mit den Ammodisken enge verbunden bleiben, sind, was die Eintheilung der Röhre in zahlreiche Kammern anbetrifft, ächte Trochamminae.

Die Trochammineen der Impressazone zeichnen sich mehr durch die mannigfaltige Entwickelung einzelner Formen als durch die Individuenzahl aus und stehen mit Bezug auf die letztere weit hinter den einfacheren Arten der Gruppe — den einkammerigen Ammodisken — zurück. Die geringe Grösse und der leider gewöhnlich schlechte Erhaltungszustand und das noch nicht genügende Material erschweren das Beobachten dieser interessanten Überreste so sehr, dass mehrere Formen noch unbestimmbar sind. Dieses gilt in erster Linie für eine kleine Zahl stark comprimirter, etwas an die ältere *Troch.*

Digitized by Google

vesiculata erinnernder Formen. Von wenigen anderen, auch in den oberen Transversariusschichten vereinzelt auftretenden, sehr kleinen Formen, die wohl alle dem Formenkreise der *Troch. inflata* angehören, wurden nur unvollständige Stücke aufgefunden. Zahlreiche Formen wurden erst nach längerem Einschliessen in Kanadabalsam sichtbar und eignen sich in diesem Zustande nicht mehr für sorgfältige Vergleichungen. Wir müssen also leider gestehen, dass die Kenntniss der eigentlichen Trochamminae der Impressazone eine sehr lückenhafte ist. Die Varietäten von *Trochammina inflata*, *Troch. squamata* und *Troch. proteus* sind alle auch in den oberen Mergelbänken des unteren Argoviens vertreten und wurden daher in der Monographie der Foraminiferen dieser Zone eingehend beschrieben und abgebildet.

Trochammina proteus KARRER. — Taf. III. Fig. 24—27.

Trochammina proteus (pass.) KARRER, Sitzber. k. k. Ak. Wiss. Wien. p. 494. T. I, fig. 6.
Trochammina proteus BRADY, Foram. Challenger, p. 341, T. XL, fig. 1—3.

Die in diese kleine Gruppe gehörenden Foraminiferen des Juras vereinigte ich mit *A. gordialis* und *T. inflata*, bis Herr BRADY mich auf die eigenthümlichen Formverhältnisse einer von KARRER aus dem Wiener Tertiärbecken beschriebenen *Trochammina* aufmerksam machte. Mit Hülfe der von BRADY beschriebenen und abgebildeten recenten Formen gelang es leicht, die Ähnlichkeit einiger mittel- und oberjurassischer Schälchen zu erkennen.

Die Figuren stellen einige auffällige Typen von Effingen und Elfingen dar.

T. proteus ist im Jura ziemlich weit verbreitet und geht auch in die älteren Kreideschichten über (Neocom von Renaud-du-Mont bei Morteau und Villers-le-lac).

Trochammina inflata MONTAGUE. — Taf. III, Fig. 28.

Nautilus inflatus MONTAGUE, Text. Brit. Suppl. p. 81, T. XVIII, fig. 3.
Retolia inflata WILLIAMSON, Rec. Foram. Gt. Brit. p. 50, T. IV, fig. 93—94.
Trochammina inflata CARPENTER, P. & JONES, Introd. Foram. p. 141, T. IX, fig. 5.
Trochammina inflata HAEUSLER, Ann. a. Mag. Nat. Hist. vol. X, p. 351, T. XV, fig. 5—5.
Trochammina inflata BRADY, Foram. Challenger, p. 338, T. XLI, fig. 4a—c.

Die Impressaschichten enthalten mehrere kleine, comprimirte Varietäten dieser im Jura ungemein stark verbreiteten Species.

Digitized by Google

Trochammina squamata Jones & Parker. — Taf. III, Fig. 30.

Trochammina squamata Jones & Parker, Q. J. G. S. vol. XVI, p. 304. Carpenter, Park. & Jones, Introd. Foram. p. 141, T. XI, fig. 1.

Trochammina squamosa Haeusler, Ann. a. Mag. Nat. Hist. vol. X, p. 351.

Die *T. squamata* der Impressaschichten stimmt mit derjenigen der oberen Mergelbänke der Zone des *P. transversarium* genau überein.

Trochammina sp. ind. — Taf. III, Fig. 29.

Ein flaches, aus wenigen breiten Kammern bestehendes Exemplar der Gruppe der *T. squamata* gehört wahrscheinlich einer neuen Art an.

Trochammina? — Taf. III, Fig. 32.

Die Mergelbänke der oberen Juraformation schliessen kleine, bischofstabförmige, sehr feinsandige Foraminiferen ein, die möglicherweise in die Gattung *Trochammina* gezählt werden müssen. Genaue Untersuchungen waren noch nicht möglich.

Thurammina Brady.

Die Gattung *Thurammina* wurde erst vor wenigen Jahren von Brady aufgestellt, zählt aber heute bereits zu der am besten bekannten Gruppe der Lituoliden. In der Tiefsee ist sie sehr weit verbreitet und wie die Untersuchungen in Tiefseebildungen der Juraformation ergeben, spielten sie bereits in jener Periode eine sehr wichtige Rolle. Auf die Ähnlichkeit einiger fossiler Formen mit der von Brady beschriebenen *Th. papillata* machte bereits Uhlig[1] aufmerksam und spätere Beobachtungen zeigten, dass diese Art und eine stets parasitische Form, die ich als *Th. hemisphaerica* bezeichnete, vom mittleren braunen Jura an sich in mehreren Zonen oft in überraschendem Formenreichthum vorfinden. Trotzdem die Gattung in den Schwammlagern der Zone des *Peltoceras transversarium* eine grossartige Entwickelung erreicht und auch in den jüngeren Schwammbänken des Malms häufig auftritt, gehört sie in den Impressaschichten zu den grössten Seltenheiten. Die wenigen Stücke scheinen alle zu *Th. papillata* zu gehören.

[1] Uhlig, Über einige oberjurass. Foram. mit agglut. Schale; dies. Jahrb. 1882. I. 152.

Digitized by Google

Thurammina papillata Brady. — Taf. III, Fig. 35.

Thurammina papillata Brady, Micr. Journ. vol. XIX, n. s. p. 26, Taf. V, fig. 4-8.
" " Haeusler, dies. Jahrb. 1883. I. 60. Taf. IV, Fig. 9—13.
" " Haeusler, Q. Journ. geol. Soc. vol. XXXIX, p. 27, Taf. III, fig. 2—6.
Thurammina papillata Brady, Foram. Challenger, 321, T. XXXVI, 7—18.

Thur. papillata gehört wie alle anderen jurassischen Thurammineen fast ausschliesslich der Kalkfacies an und tritt nur sehr vereinzelt in Mergelschichten auf. Vollständige gut erhaltene Exemplare sind mir aus den Schichten mit *Ter. impressa* noch nicht bekannt. So viel sich aber an den Fragmenten beobachten lässt, gehören diese den kleinen kugeligen Varietäten mit kleinen stumpfen Papillen an. Einige kleine Bruchstücke sind in der demnächst erscheinenden Abhandlung über schweizerische jurassische Thurammineen abgebildet.

Erklärung der Abbildungen.

Tafel I.

Figur
1. *Reophax diflugiiformis* Brady.
2—4. *Reophax* sp. indet.
5. *Reophax adunca* Brady.
6—7. *Reophax multilocularis* Haeus. (var.)
8. *Reophax variabilis* Haeus.
9—16. *Reophax scorpiurus* de Montf.
17—20. *Haplophragmium canariense* d'Orbigny.
21. *Haplophragmium fontinense* Terq. (var.)
22—23. *Haplophragmium agglutinans* d'Orbigny.
24—25. *Placopsilina cenomana* d'Orbigny.
26. *Haplostiche horrida* Schwager.

Tafel II.

1—2. *Haplophragmium fontinense* Terquem (var.)
3—4. *Haplophragmium agglutinans.*
5—8. *Haplophragmium coprolithiforme* Schwager.
9. *Haplophragmium suprajurassicum* Schwager.
10—11. *Haplophragmium nanum* Brady (var.)
12—18. *Ammodiscus incertus* d'Orbigny.
14. " " var. *crassus.*
15. " " var. *tuberculatus.*
17. " " var. *gracilis.*
18. " " var. *megospira.*

Tafel III.

1—9. *Ammodiscus incertus* d'Orbigny.
10—22. *Ammodiscus gordialis* Parker & Jones.
23. *Ammodiscus filum* Schmid.
24—27. *Trochammina proteus* Karrer.
28. *Trochammina inflata* de Montf. (var.)
29. *Trochammina* sp. ind.
30. *Trochammina squamata* Parker & Jones.
31. *Ammodiscus gordialis* Parker & Jones.
32. *Trochammina helveto-jurassica* Haeus.?
33—34. *Ammodiscus jurassicus* Haeus.
35. *Thurammina papillata* Brady.

Digitized by Google

Beiträge zur mineralogischen und chemischen Kenntniss des Rothgültigerzes.

Von

Ernst Rethwisch aus Altona, zur Zeit in Göttingen.

Literaturübersicht und Vorbemerkungen.

D'Achiardi, Mineralogia della Toscana. Pisa 1872. Bd. II. pg. 335.
Agricola, De re metallica. 1657. pg. 703.
Allan, Die Mineralogie, deutsch von Hartmann. Quedlinburg und Leipzig 1838. pg. 223.
Bergman, Opuscula physica et chemica. Upsaliae 1780. Bd. II. pg. 298, 303, 417, 493.
Beudant, Manuel de minéralogie. Paris 1830. Bd. II. pg. 430.
Blum, Lehrbuch der Oryktognosie. Stuttgart 1845. pg. 614 und 1874 pg. 568.
Boettger, Pogg. Ann. Bd. 55. pg. 117. N. Jahrb. f. Min. 1843. pg. 206.
de Bomare, Minéralogie ou nouvelle exposition du règne minéral. Paris 1762. Bd. II. pg. 217.
Bombicci, Mineralogia descriptiva. Bologna 1881. pg. 217.
v. Bonsdorff, Kongl. Vetenscaps Academiens Handlingar. Stockholm 1821. pg. 338. Ann. des mines 1823. I. Série. T. 8. pg. 345. Ann. de Chimie 1822. T. 19. pg. 5. Sillim. Amer. Journ. 1822. Vol. 5. pg. 377.
Breithaupt, Schweigger's Journ. f. Phys. u. Chem. 1827. Bd. 51. pg. 348, 1831. Bd. 62. pg. 375. Vollständige Characteristik des Mineralreichs. Dresden 1823. N. Jahrb. f. Min. 1853. pg. 843. 1861. pg. 575. Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1861. pg. 153.
Brooke and Miller, An elementary introduction to mineralogy. London 1852. pg. 211.
Cronstedt, Forsök til Mineralogie. Stockholm 1758.
E. S. Dana, A text-book of mineralogy. N. Y. 1883. pg. 252.
J. D. Dana, A system of mineralogy. N. Y. 1850. pg. 540 u. 1868. pg. 94.
Delafosse, Nouveau cours de minéralogie. Paris 1860. Bd. II. pg. 464.
Des Cloizeaux, Pogg. Ann. 1866. Bd. 129. pg. 480.

Digitized by Google

Domeyko, Ann. des mines 1844. 4. Série. T. 6. pg. 166. Mineralojia Santiago 1879. pg. 378.

Dufrénoy, Traité de minéralogie. Paris 1847. T. III. pg. 178 und 1856. T. III. pg. 440.

Durocher, Comptes rendus 1851. T. 32. pg. 823.

Field, The quarterly journal of the chemical society of London. 1860. XII. pg. 12. Sillim. Amer. Journ. 1861. II. Serie. Vol. 31. pg. 366.

Fouqué et Lévy, Synthèse des minéraux et des roches. Paris 1882. pg. 329.

Freiesleben, Magazin für die Oryktographie von Sachsen. Freiberg 1847. Heft 14.

Frémy et Bourgeois, Encyclopédie chimique. Paris 1884. T. II. pg. 447.

Frenzel, Mineralog. Lex. f. das Königreich Sachsen. Leipzig 1874. pg. 241, 246.

C. W. C. Fuchs, Die künstlich dargestellten Mineralien. Naturkundige Verhandelingen. 3de Verz. Deel I. Haarlem 1872.

Glocker, Grundriss der Mineralogie. Nürnberg 1839. pg. 278.

Greg and Lettsom, Manual of the mineralogy of Great Britain and Ireland. London 1858. pg. 242.

Greifenhagen, Dritte Versammlung des Clausthaler naturw. Vereins Maja. Halle 1854. pg. 12. Zeitschrift f. d. ges. Naturw., redig. v. C. Giebel und W. Heinz. 1854. pg. 341.

Groth, Mineraliensammlung der Universität Strassburg. 1878. pg. 62.

Haidinger, Handb. d. bestimmenden Mineralogie. Wien 1845. pg. 362, 377, 571. Treatise on mineralogy by Mohs; translated. Edinburgh 1825. Bd. III. pg. 38.

Hartmann, Handb. d. Mineralogie. Weimar 1843. Bd. II. pg. 697.

Hausmann, Handb. d. Mineralogie. Göttingen 1847. Bd. I. pg. 186.

Haüy, Journ. des mines 1797. Bd. V. No. 30. pg. 476. Journ. d'hist. nat. 1792. No. 18. pg. 216. Traité de minéralogie. I. éd. Paris 1801. T. III. pg. 402. II. éd. Paris 1822. T. III. pg. 269.

Henkel, Pyritologie. 1725.

Hörnes, N. Jahrb. f. Min. 1846. pg. 785.

Hoffmann und Breithaupt, Hdb. der Mineralogie. Freiberg 1816. Bd. III. pg. 67.

Romé de l'Isle, Crystallographie. Paris 1783. T. III. pg. 447.

Kenngott, Übersicht der Resultate mineralog. Forschungen. 1852. pg. 310; 1854. pg. 136. Wien. Acad. Ber. 1852. IX. pg. 609.

Klaproth, Lorenz von Crell, Chem. Ann. Helmstädt 1792. I. Bd. pg. 9 u. pg. 521.

— Beiträge zur chemischen Kenntniss der Mineralkörper. 1795. Bd. I. pg. 141. 1810. Bd. V. pg. 197.

Klein, Einleitung in die Krystallberechnung. Stuttgart 1876. pg. 373.

de Lapparent, Cours de minéralogie. Paris 1884. pg. 504.

K. C. v. Leonhard, Handb. d. Oryktognosie. Heidelberg 1821 u. 1826.

Gustav Leonhard, Grundzüge der Mineralogie. II. Aufl. Leipzig u. Heidelberg 1860. pg. 372.

Digitized by Google

Gustav Leonhard, Die Mineralien Badens nach ihrem Vorkommen. Stuttgart 1876. pg. 60.
Lévy, Description d'une collection de minéraux, formée par M. Heuland. Londres 1837. T. II. pg. 345.
Margottet, Comptes rendus 1877. T. 85. pg. 1142.
Miller, Lehrb. d. Krystallographie, übers. v. Grailich. Wien 1856. pg. 302.
Mohs, Des Herrn Jacob Friedrich von der Null Mineraliencabinet. Wien 1804. Bd. III. pg. 168.
— Grundriss der Mineralogie. Dresden 1824. Bd. II. pg. 601.
— Leicht fassliche Anfangsgründe der Naturgeschichte des Mineralreichs. Zweiter Theil. Physiographie, bearb. von Zippe. 2. Aufl. Wien 1839. pg. 572.
Naumann, Handb. d. Mineralogie. Berlin 1828. pg. 599.
— Elemente der Mineralogie. 1846—1873; 9 Auflagen.
Naumann-Zirkel, Elemente der Mineralogie. 1877—1881; 2 Auflagen.
Nicol, Manual of mineralogy. Edinburgh 1849. pg. 500.
Petersen, N. Jahrb. f. Min. 1869. pg. 480. Pogg. Ann. 1869. Bd. 134. pg. 85.
Pfaff, Pogg. Ann. 1866. Bd. 127. pg. 156.
Phillips, An elementary introduction to the knowledge of mineralogy. London and New York 1818. pg. 187 und 1823. pg. 291.
Proust, Journ. de physique 1804. T. 59. pg. 403. Gilbert. Ann. d. Phys. u. Chem. 1807. Bd. 25. pg. 198, 287, 307.
Quenstedt, Handb. d. Mineralogie. Tübingen 1877. pg. 869.
Rammelsberg, Handb. d. Mineralchemie. Leipzig 1875. pg. 96.
vom Rath, Pogg. Ann. 1876. Bd. 158. pg. 422.
Reytt, Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1872. pg. 361. Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien 1873. pg. 43.
F. A. Roemer, N. Jahrb. f. Min. 1848. pg. 311.
G. Rose, Monatsber. d. königl. preuss. Acad. d. Wiss. zu Berlin 1849. pg. 13. Pogg. Ann. 1849. Bd. 76. pg. 291.
H. Rose, Pogg. Ann. 1829. Bd. 15. pg. 472; 1833. Bd. 28. pg. 437.
Le Sage, L'histoire de l'acad. des sciences à Paris 1789. pg. 99.
Sandberger, N. Jahrb. f. Min. 1869. pg. 308.
Schroeder, Elem. d. rechnenden Krystallographie. Clausthal 1852. pg. 15, 70.
Sella, Quadro delle forme cristalline dell' Argento rosso, del Quarzo e del Calcare. (Estratto da una memoria, letta davanti alla R. Accademia delle Scienze di Torino li 10 febbraio 1856.)
de Selle, Cours de minéralogie et de géologie. Paris 1878. pg. 449.
de Sénarmont, Comptes rendus 1851. T. 32. pg. 409. Ann. d. Chemie u. Pharmacie 1851. Bd. 80. pg. 221.
Senfter, N. Jahrb. f. Min. 1869. pg. 310. Journ. f. prakt. Chem. 1869. pg. 106, 143.
Shepard, A treatise of mineralogy. N. Y. 1852. pg. 353.
Sillem, N. Jahrb. f. Min. 1851. pg. 386.
Streng, N. Jahrb. f. Min. 1878. pg. 900.
Thénard, Journ. de phys. 1800. T. 51. pg. 68.

Digitized by Google

Thomson, Outlines of mineralogy. London 1836. Vol. I. pg. 648.
Tschermak, Lehrbuch der Mineralogie. Wien 1882. pg. 357.
Vauquelin, Journ. des mines 1796. T. III. No. 17. pg. 1.
Basilii Valentini, Chymische Schriften ges. Hamburg 1677 u. 1716.
Walchner, Handb. der Mineralogie in techn. Beziehung. Carlsruhe 1829.
Wallerius, Systema mineralogicum. Holm. 1775. Bd. II. pg. 333.
Weiss, Übersetzung von Haüy's Lehrbuch der Mineralogie. Leipzig 1806.
Westrumb, Lorenz von Crell, Chem. Ann. Helmstedt 1792. pg. 318.
Wöhler, Ann. der Chemie u. Pharmacie 1838. Bd. 27. pg. 157.
v. Zepharovich, Mineralogisches Lexicon für Österreich. 2 Bde. 1858—1872.
Zippe, Verhandlungen d. Gesellschaft d. vaterländ. Museums in Böhmen 1824. pg. 101 u. 1842. pg. 87.
— Lehrbuch der Mineralogie. Wien 1859. pg. 422.

Die vorliegende Arbeit enthält in ihrem grössten Theile eine historisch kritische Übersicht der Untersuchungen, welche in mineralogischer und chemischer Hinsicht am Rothgültigerze vorgenommen worden sind, mit Ausschluss derjenigen über Pseudomorphosen, die fast vollständig in dem bekannten Werke Blum's über die Pseudomorphosen des Mineralreichs zusammengetragen sind. Nach einem kurzen Abschnitt über Synonyme gebe ich eine Entwickelung der Ansichten und Untersuchungen über die chemische Natur des Rothgültigerzes; dann folgt eine Darstellung der krystallographischen und physikalischen Verhältnisse dieses Minerals auf historischer Grundlage. Hieran schliessen sich im zweiten Theile der Arbeit Untersuchungen an, die im Wesentlichen den Zweck haben, die krystallographischen Dimensionen der Normal-Varietäten festzustellen und Analysen an gemessenem Material zu geben, an denen es bisher vollständig gefehlt hat. Da in der Literatur ein grosser Mangel an Winkelangaben herrscht, so habe ich die hauptsächlichsten Winkel der bekannten Formen für die Arsensilberblende wie für die Antimonsilberblende berechnet und in einer Winkeltabelle am Schlusse zusammengestellt.

I. Historischer Theil.

1. Synonyme.

Der Name „rothgüldenes Ertz" wird schon von Basilius Valentinus (im 15. Jahrhundert) erwähnt. Rothgültigerz, rothes gültiges Erz, rothes goldiges Erz sind alte Bergmannsnamen.

Digitized by Google

Es folgen nun die Namen nach den Autoren, welche sie zuerst angewandt haben, in chronologischer Reihenfolge.

Agricola: Argentum rude rubrum, rot Gold Ertz „hoc nomen primo impositum fuit ei quod aurum in se continebat, quale reperitur in Carpato monte, deinde eodem nomine appellatum est id in quo argentum tantum inest".

Linné: Argentum rubescens triturâ rubrâ. (Systema naturae. 1768. pg. 149.)

Henkel: Rothgülden.

Wallerius: Argentum arsenico et sulphure mineralisatum; minera rubra ante ignitionem fusibili, minera argenti rubra.

Cronstedt: Argentum sulphure et arsenico mineralisatum.

Bergman: Argentum sulphure et arsenico simul junctum.

de Bomare: Mine d'argent rouge.

Romé de l'Isle: dsgl.

Werner: Rothgiltigerz, dunkles und lichtes; dsgl. Hausmann, doch scheidet H. nicht zwischen den beiden Arten.

Klaproth: Rothgültigerz 1795[1]. Diesen alten Bergmannsausdruck finde ich zuerst bei Klaproth; von Leonhard wendet ihn ebenfalls an. Ich ziehe diesen Namen als den älteren dem Namen Rothgiltigerz vor.

Haüy: Argent antimonié sulfuré.

Phillips: Red silver, ruby silver.

Mohs: Rhomboëdrische Rubinblende. Von Haidinger in's Englische übertragen als rhombohedral ruby-blende.

Beudant: Argyrythrose. Proustite.

Glocker: Pyrargyrit; er wendet diesen Namen sowohl für das dunkle, als auch für das lichte Erz an.

Breithaupt: Antimonsilberblende, Arsensilberblende.

Domeyko: Rosicler (alter Bergmannsname). R. oscuro, R. claro.

Sella: Argento rosso.

Andere Namen: Antimonial red silver, arsen silver ore, Aërosit, Argent arsénio I sulfuré. Einige Namen von älteren weniger bedeutenden Autoren finden sich in Romé de l'Isle „Crystallographie" 1783. T. III. pag. 447.

2. Chemischer Theil.

Über die chemische Natur des Rothgültigerzes war man lange Zeit im Unklaren. Die älteren Autoren bis zum Ende des vorigen Jahrhunderts nahmen übereinstimmend das Arsen als einen Hauptbestandtheil des Erzes an. Henkel erwähnt zuerst den Arsengehalt: „Das hochrothe Rothgülden bestehet nebst dem Silber pur aus Arsenicum, das dunkle aus Schwefel

[1] Vor genanntem Jahre wandte Klaproth den Namen Rothgiltig an.

Digitized by Google

zugleich." Auch CRONSTEDT führt an, dass die Farbe mit dem Mengenverhältniss des Arsens zum Schwefel wechsle. Einen Arsengehalt vermutheten schon früher die Bergleute in Anbetracht der schönen rothen Farbe, welche an die des Realgar erinnerte, mit dem das Rothgültigerz auch wohl öfters verwechselt wurde. So giebt z. B. HAÜY im Journal des mines, 1797, T. V. No. 30 pg. 476 eine Reihe von Merkmalen an, das Rothgültigerz von dem Realgar zu unterscheiden. Ja die Bergleute nannten nach HENKEL's Zeugniss den „rothen Arsenik unreifes Rothgülden", und KLAPROTH meint, dass dieses wohl die Idee vom Vorhandensein des Arseniks in den Silbererzen veranlasst hat. WALLERIUS, CRONSTEDT und BERGMAN führen auch den Schwefel als wesentlichen Bestandtheil an. Der letztgenannte Forscher gab zuerst das Mengenverhältniss der Bestandtheile an:

Silber 60 %, Arsen 27 %, Schwefel 13 %, bestimmte aber nur den bei der Zersetzung mit Salpetersäure ausgeschiedenen, nicht den zu Schwefelsäure oxydirten Schwefel, welcher oft einen beträchtlichen Theil ausmacht. Auch WERNER fand durch eigene Experimente Arsen im Rothgültigerz und betonte den Unterschied des dunkeln und lichten Erzes in Bezug auf die physikalischen Eigenschaften, auf Farbe, Strich, Glanz, Durchsichtigkeit und spez. Gewicht, konnte indess die beiden Arten nicht nach der Verschiedenheit der chemischen Zusammensetzung trennen, da dieselbe damals noch nicht bekannt war.

Angesichts dieser übereinstimmenden Angaben bedeutender Forscher über die Zusammensetzung des Rothgültigerzes war KLAPROTH höchst erstaunt, in einem Rothgültigerze von Andreasberg und in einem gleichen von Freiberg keine Spur von Arsen, statt dessen aber Antimon zu finden[1]. Durch diese Analyse widerlegte er die frühere Ansicht, nach welcher das Arsen als ein zur Erzeugung und Zeitigung der Erze, namentlich der des Silbers nothwendiger Grundstoff betrachtet wurde. Als ferneren constituirenden Bestandtheil fand KLAPROTH eine erhebliche Menge Schwefelsäure, die zweifelsohne

[1] Vor KLAPROTH hatte schon WESTRUMB im Rothgültigerz von Andreasberg Antimon anstatt Arsen gefunden, ohne indessen seine Entdeckung veröffentlicht zu haben. Erst nach KLAPROTH's Mittheilung trat er damit an die Öffentlichkeit.

Digitized by Google

durch Oxydation des im Erze enthaltenen Schwefels mittelst der zur Zerlegung angewandten Salpetersäure entstand, wiewohl KLAPROTH sich gegen eine solche Deutung verwahrt. Er behauptete der Angriff der Salpetersäure auf das Erz sei viel zu schwach, als dass eine so beträchtliche Säuerung des Schwefels erfolgen könne, daher auch bei der Zersetzung wenig Stickoxyd frei würde. Auch schloss er aus der Durchsichtigkeit und aus der Abwesenheit des Metallglanzes auf das Vorhandensein von Sauerstoff. Allen geschwefelten Erzen kommen nach KLAPROTH als wesentliche Eigenschaften zu: Metallglanz und absolute Undurchsichtigkeit. Dagegen ist für die Mineralien, in welchen die Metalle mit Sauerstoff, sei es allein oder auch mit Schwefel und andern Bestandtheilen verbunden sind, der charakteristische Unterschied von den eigentlichen Erzen vorhanden, dass sie keinen Metallglanz besitzen. Der Sauerstoff soll im Zustande der „Halbschwefelsäure" im Erz vorhanden sein, von deren Anwesenheit auch die rothe Farbe herrühren soll. Mit diesem Nachweis der Schwefelsäure begnügte sich KLAPROTH nicht. Er übergoss das Pulver des Erzes mit starker Salzsäure und fand in dem Filtrate Schwefelsäure neben „Silber und Antimonialtheilen". Da blosse Salzsäure nicht oxydirend wirken könne, so müsste demnach die Schwefelsäure schon im Erze präexistirt haben. „HENKEL", sagt er, „hat schon die Erfahrung gemacht, dass der Silbergehalt des Rothgültigerzes sich durch die blosse Salzsäure vermittelst wiederholter kochender Digestionen ausziehen lässt. Wahrscheinlich trägt zu solcher Auflösung des Silbers in der Salzsäure die im Rothgültigerze gegenwärtige Schwefelsäure das ihrige bei."

TORBERN BERGMAN hatte in seiner Schrift „De arsenico" die Angabe gemacht, dass beim Zerlegen des Rothgültigerzes mit Salpetersäure Silber und Arsen in Lösung gehen und nur Schwefel zurückbleibt. Diese Angabe war KLAPROTH aufgefallen. Es scheine demnach als ob ein Rothgültigerz existire, welches kein Antimon, sondern Arsen enthalte, da ja Antimon beim Behandeln mit Salpetersäure nicht in Lösung geht, sondern als unlösliches Antimonoxyd zurückbleibt. KLAPROTH fand nun, als er metallisches Antimon mit Schwefelsäure und Salpetersäure gleichzeitig behandelte, dass die vollständige

Digitized by Google

Auflösung des Metalls erfolgte; desgleichen brachte er durch Behandlung des Rothgültigerzes mit concentrirter Salpetersäure nach wiederholten Digestionen die gesammte Substanz bis auf einen geringen Rest von Schwefel in Lösung. Diess galt ihm als ein neuer Beweis für die Existenz der Schwefelsäure im Erze, die im Verein mit der Salpetersäure die Lösung des Antimoniums bewirke. So erklärte er sich denn auch die oben erwähnte Angabe Bergman's durch eine Verwechslung des in Lösung gegangenen Antimons mit Arsen.

Kurze Zeit nach der Entdeckung Klaproth's, dass im Rothgültigerz Antimon vorhanden sei, nahm Vauquelin, um die Angaben dieses Forschers zu controliren, und sich namentlich über das Vorhandensein von Antimon im Rothgültigerz Gewissheit zu verschaffen, Analysen an diesem Mineral vor. Er bestätigte die Resultate Klaproth's in soweit, als er neben Schwefel und Silber nur Antimon als constituirenden Bestandtheil fand; dagegen bewies er die Abwesenheit von Schwefelsäure, indem er das Mineralpulver mit Kalilauge behandelte und in der so erhaltenen Lösung mit Baryumchlorid keinen Niederschlag erhielt. Letzterer hätte doch unfehlbar erfolgen müssen, wäre Schwefelsäure vorhanden gewesen. Die beträchtliche Menge Schwefelsäure, welche Klaproth fand, erklärte er für ein Oxydationsproduct des Schwefels[1] durch die als Lösungsmittel verwandte Salpetersäure. Durch diesen Oxydationsvorgang erklärte er auch das Freiwerden einer kleinen Menge von Stickoxydgas, welches er bei der Zerlegung auftreten sah, wie er denn auch in der Lösung eine kleine Menge Schwefelsäure nachwies. Da die damaligen analytischen Methoden noch verhältnissmässig unvollkommen waren, blieben bedeutendere Verluste nicht aus; so erklärt sich die erhebliche Quantität Sauerstoff, welche Klaproth für das Rothgültigerz beanspruchte, so erklären sich die zwölf Procent Sauerstoff, welche Vauquelin in demselben Erze glaubte annehmen zu müssen. Auf das Vorhandensein von Sauerstoff schloss letzterer aus dem Umstande, dass er beim Auflösen des Erzes in Salpetersäure nur eine geringe Entwicklung von Stickoxyd, bei der Einwirkung von Kalilauge kein Auf-

[1] Schon vor Vauquelin hatte Westrumb diese Deutung gegeben.

Digitized by Google

treten von Schwefelwasserstoff bemerkte. Der erste Umstand, die geringe Entwicklung von Stickoxyd schien ihm allein schon die Anwesenheit des Sauerstoffs zu beweisen. Indessen ist, wie der Verfasser bei seinen später zu besprechenden Analysen erfahren hat, die Stickoxydgasentwicklung bei nur mässig concentrirter Säure, wie sie auch von VAUQUELIN angewandt wurde, und bei mässigem Erwärmen eine so allmähliche, dass sie kaum bemerkbar ist, so dass VAUQUELIN unter genannten Umständen dadurch getäuscht wurde. Ferner wies VAUQUELIN beim Schmelzen des Erzes eine kleine Quantität freier Schwefelsäure nach; aus dieser Thatsache, wie aus dem Eintreten der dunkleren Färbung des Erzes, schloss er, dass dessen Bestandtheile, namentlich das Silber, theilweise reducirt würden. Der Schwefel sollte sich bei diesem Vorgange auf Kosten des Sauerstoff's, der mit dem Silber und Antimon verbunden war, oxydiren; die letzteren Bestandtheile aber, indem sie sich dem metallischen Zustande nähern, das Eintreten der dunkleren Färbung bewirken.

THÉNARD bestätigte im Jahre 1800 durch eine neue Analyse die Resultate VAUQUELIN's vollständig. Er behauptete, das Rothgültigerz enthalte keine Spur von Arsen und war der Meinung, dass LE SAGE, der kurz vorher kein Antimon, sondern nur Arsen gefunden und die Ansicht kund gegeben hatte, es gäbe sowohl arsenhaltige, als antimonhaltige Rothgültigerze, zu seinen Analysen unreines Material verwendet habe. Diese Ansicht erscheint allerdings gerechtfertigt, wenn man die auffallenden Analysenresultate von LE SAGE sieht, die ich in der am Schluss des chemischen Theils mitgetheilten Analysentabelle mit aufgenommen habe. — Auch LOWITZ[1] und LAMPADIUS[2] fanden um diese Zeit im Rothgültigerz Arsen.

So standen die Ansichten, als im Jahre 1804 PROUST eine neue Analyse des Rothgültigerzes vornahm. Er untersuchte zwei Erze, von denen das eine kein Arsen, dagegen Antimon, das andere kein Antimon, dagegen Arsen enthielt. Das Pulver des arsenhaltigen Erzes fand PROUST heller als das des antimonhaltigen, doch legt er auf diesen Umstand

---

[1] VAUQUELIN, Journal des Mines 1796, Bd. I. No. 5. pg. 85.
[2] K. C. v. LEONHARD, Handb. d. Oryktognosie. 1821.

Digitized by Google

kein Gewicht. Zugleich gelang es Proust nachzuweisen, dass ein Gehalt an Sauerstoff unserem Erze gänzlich abgeht. Um diess zu beweisen erhitzte er beide Varietäten mit Schwefel bis zum gänzlichen Entweichen des letzteren und nahm alsdann weder eine Zunahme noch überhaupt eine Veränderung der Substanz wahr, auch trat keine Entwicklung von schwefliger Säure ein. Aus diesem Umstande schloss Proust, dass die Metalle mit Schwefel gesättigt und frei von Sauerstoff seien, da sie sonst Schwefel aufnehmen und unter Abgabe ihres Sauerstoffs einen Theil des Schwefels hätten oxydiren müssen. So kam Proust zuerst zu einer richtigen Erkenntniss der chemischen Zusammensetzung des Rothgültigerzes. Er sprach es auch zuerst aus, dass es Varietäten geben müsse, welche Arsen und Antimon neben einander in sich enthalten. Da er zuerst dem Arsen zu seiner gebührenden Stellung im Rothgültigerz verhalf, hat Beudant die Arsensilberblende mit dem Namen Proustit belegt.

Trotz dieser Klarstellung, die doch eigentlich hätte genügen müssen, glaubten viele Chemiker und Mineralogen den Nachweis von Arsen der Verwendung unreinen Materials zu den Analysen oder persönlichen Irrthümern der ausgezeichneten Forscher, welche es gefunden, zuschreiben zu müssen; zumal als Bonsdorff im Berzelius'schen Laboratorium bei einer erneuten Analyse nur Antimon fand. Bonsdorff untersuchte das Erz auf einem von den bisher eingeschlagenen abweichenden Wege, indem er es durch Glühen im Wasserstoffstrom zersetzte. Er lieferte ebenfalls den Nachweis, dass die Metalle nicht als Oxyde vorhanden seien, wie Klaproth ungeachtet der Proust'schen Resultate noch bei einer im Jahre 1810 angestellten Analyse annahm. Die zahlreichen Nachweise des Arsens wurden nun von Vielen völlig ignorirt; trotz der mannigfachen Hinweise berühmter Forscher, trotz vieler Analysen, die das Vorkommen des Arsens bestätigt und sogar das Mengenverhältniss desselben zu den übrigen Bestandtheilen festgestellt hatten, trotz der überzeugenden Klarlegungen von Proust wurde das Arsen als Bestandtheil des Rothgültigerzes in den meisten Lehr- und Handbüchern mit keinem Worte erwähnt. „Es ist", sagt Breithaupt, „als solle und dürfe das Rothgültigerz kein Arsen enthalten."

Digitized by Google

Breithaupt war es denn auch, der, von J. N. v. Fuchs darauf aufmerksam gemacht, dass Arsen und Antimon im Rothgültigerze wahrscheinlich als vicariirende Bestandtheile für einander eintreten könnten, wieder mit Energie auf die vorhandenen Resultate hinwies und den wahren Sachverhalt mit überzeugender Klarheit darlegte (1827). Er fixirte zwei Species, die er mit den treffenden, das chemische Wesen bezeichnenden, Namen Arsensilberblende und Antimonsilberblende belegte. Auch weist Breithaupt wieder auf den Unterschied in den physikalischen Eigenschaften hin. Schon Werner hatte zuerst von allen Forschern, zwei besondere Arten aufgestellt, das dunkle und das lichte Rothgültigerz, und hatte betont wie diese beiden Arten sich ausser durch andere stark in das Auge fallende Eigenschaften besonders durch ihr spezifisches Gewicht unterscheiden. Mohs machte 1824 wieder auf die Differenz im spezifischen Gewicht aufmerksam und empfahl den Gegenstand einer weiteren Untersuchung. Breithaupt nahm die Untersuchungen wieder auf und bestimmte das spezifische Gewicht einer Reihe von Vorkommen mit grosser Sorgfalt. Er fand einen durchgehenden Unterschied zwischen dem spezifischen Gewicht der Antimonsilberblende und dem der Arsensilberblende. Auch stellte er, wie kurz vor ihm Fuchs[1], das Vorhandensein von Arsen in überzeugender Weise fest. Zugleich bestimmte er für beide Arten den Winkel des Grundrhomboëders und gab so die ersten Messungen an der Arsensilberblende, da die vor ihm angestellten Messungen sich stets nur auf die Antimonsilberblende bezogen hatten. In den Grunddimensionen der beiden Arten fand er einen erheblichen Unterschied. Es ist das Verdienst Breithaupt's, die Trennung des Rothgültigerzes in zwei Arten in scharfer allseitiger Weise durchgeführt und die Ansichten über die wahre Natur des Erzes zur allgemeinen Anerkennung gebracht zu haben.

Schon Lampadius hatte in einem Rothgültigerze fast 3 Procent Arsen gefunden. Kurz nach den für die Kenntniss der beiden Silberblenden epochemachenden Untersuchungen Breithaupt's fand H. Rose in einem lichten Rothgültigerz von

[1] Schweigger's Journ. f. Phys. u. Chem. 1827. Bd. 51.

Digitized by Google

Joachimsthal 0,69 Procent Antimon, und Petersen wies 1869 in einem dunklen Rothgültigerz von Andreasberg 1 Procent Arsen nach. Streng fand 1878 in einem Pyrargyrit von Chile einen Gehalt von nahezu 4 Procent Arsen. Der Verfasser analysirte ebenfalls zwei Varietäten von dunklem Rothgültigerz, welche nicht unbedeutende Mengen von Arsen enthielten. Über weitere Analysen berichtet die Analysentabelle.

Im Anhange zu diesen geschichtlichen Mittheilungen gebe ich eine kurze Notiz über die künstliche Darstellung des Rothgültigerzes.

Das Rothgültigerz ist künstlich auf mehreren Wegen dargestellt worden.

1) Der erste, welcher das Rothgültigerz künstlich reproducirte, war Fournet. Er erhielt die Antimonsilberblende, indem er Schwefelantimon mit Schwefelsilber zusammenschmolz. Das so erhaltene Product hatte die Eigenschaften des in der Natur vorkommenden Pyrargyrits.

2) Sénarmont stellte die Arsensilberblende auf nassem Wege dar:

I. Durch Zersetzung eines Silbersalzes mittelst einer Auflösung von Schwefelarsennatrium bei Gegenwart von überschüssigem zweifach kohlensaurem Natrium und bei einer Temperatur von 250—350° C.

II. Durch Einwirken einer Lösung von zweifach kohlensaurem Natrium auf kalt gefälltes Schwefelarsensilber bei derselben Temperatur. Das so dargestellte Mineral besass alle Eigenschaften der Arsensilberblende. Die Antimonsilberblende wurde in entsprechender Weise mit Schwefelantimonnatrium hergestellt. Sie zeigte deutliche Krystalle, meist mit einem vorherrschenden Skalenoëder. Die Krystalle der Arsensilberblende zeigten die Formen $R(1 . 0 . \bar{1} . 1)$, $-\frac{1}{2}R$ $(0 . 1 . \bar{1} . 2)$, $R3\,(2 . 1 . \bar{3} . 1)$, letztere Form parallel den Randkanten gestreift. In Betreff der Analysen dieser künstlich dargestellten Mineralien verweise ich auf die Analysentabelle.

3) Durocher erhielt das Rothgültigerz, indem er Chlorsilber und Antimon- oder Arsenchlorid mit Schwefelwasserstoff in Glasröhren bis zur Rothgluth erhitzte.

4) Margottet schmolz Schwefelarsen mit einem Überschuss

Digitized by Google

von Schwefel, fügte dann Schwefelsilber hinzu und erwärmte die Mischung in einer luftleeren Röhre auf 440° C. Nachdem der überschüssige Schwefel und das Arsensulfid durch Destillation verjagt waren, bestand der Rückstand aus schön messbaren Krystallen von Arsensilberblende. Auf analoge Weise stellte Margottet die Antimonsilberblende dar. (Analysentabelle umstehend.)

3. Krystallographischer Theil.

a. Grunddimensionen.

In den Angaben der Grunddimensionen finden sich bei den verschiedenen Autoren erhebliche Differenzen, welche zweifelsohne zum Theil durch die Verschiedenheiten in der chemischen Zusammensetzung des gemessenen Materials bedingt sind, wenn auch jedenfalls auf die geringere Vollkommenheit der früheren Messinstrumente u. s. w. Rücksicht zu nehmen ist. Je nachdem sich das gemessene Material in seiner Zusammensetzung mehr der reinen Arsensilberblende oder der reinen Antimonsilberblende näherte, mussten die zur Feststellung der Grunddimensionen gemessenen Winkel fallen oder steigen, die Grunddimensionen demnach schwanken. Diese Schwankungen sind besonders für das dunkle Rothgültigerz nicht unerheblich, wie die folgenden Angaben zeigen werden.

Haüy nahm die Polkante des Grundrhomboëders zu 109° 28′ an. Er betrachtet als „forme primitive“ ein Dodekaëder „à plans rhombes égaux et semblables“; dasselbe welches er auch dem Granat und der Blende zu Grunde legt; die „molécules intégrantes“ besitzen die Gestalt eines Tetraëders, welches von gleichseitigen Dreiecken begrenzt ist. Auch Romé de l'Isle legt den Combinationen des Rothgültigerzes das „dodécaèdre à plans rhombes“ zu Grunde. Die Angabe, dass nach Brooke der Grundwinkel sogar 109° 56′ beträgt (Thomson „Outlines of mineralogy“, London 1836), wird wohl auf einem Druckfehler beruhen. Phillips giebt den Grundwinkel zu 108° 30′, Mohs zu 108° 18′ an. Breithaupt bestimmte 1827 den Polkantenwinkel des Grundrhomboëders durch directe Messung zu 107° 36′ bei der Arsensilberblende und zu 108° 20′ bei der Antimonsilberblende und gab so, wie bereits erwähnt, die ersten Messungen an der Arsensilberblende. Er

Digitized by Google

Analysentabelle.

Theoretische Zusammensetzung.

Arsensilberblende $Ag_3AsS_3 = 3Ag_2S . As_2S_3$			Antimonsilberblende $Ag_3SbS_3 = 3Ag_2S . Sb_2S_3$		
3 Ag	= 324 =	65.46	3 Ag	= 324 =	59.78
As	= 75 =	15.15	Sb	= 122 =	22.51
3 S	= 96 =	19.39	3 S	= 96 =	17.71
Summe	= 495 =	100.00	Summe	= 542 =	100.00

	LE SAGE		KLAPROTH			VAUQUELIN		LAMPADIUS
	Peru	Markirch	Grube Katharina Neufang, Andreasberg	Kurprinz Friedrich August, Freiberg	Andreasberg	In Salpeters. gelöst	In Kalilauge gelöst	
Silber	70	7	60	62	60	56.6748	54.2713	61.0
Arsen	6	78	—	—	—	—	—	2.9
Antimon	—	—	20.3	18.5	19	16.1300	16.1300	19.0
Schwefel	18	10	11.7	11	17	15.0666	17.7500	11.1
Sauerstoff	6	—	—	—	4	12.1286	11.8487	—
Wasserfr. Schwefels.		3	8	8.5	—	—	—	7.0
Wasser			—	—	—	—	—	—
Summe	100	98	100.0	100.0	100	100.0000	100.0000	101.0
Spec. Gew. . . .	—	—	—	—	—	5.592	5.592	—

Digitized by Google

	Thénard	Proust		Bonsdorff Andreasberg	H. Rose Joachimsthal	Wöhler Mexico	Boettger Malaroche bei Zacatecas, Mexico	Field Chile		Senfter Wenzelgang b. Wolfach, Baden	Herreros Tres Puntas
Silber	Silberoxyd 58.40	Schwefelsilber 74.35	Schwefelsilber 58	58.949	64.67	60.20	57.45	64.88	59.01	57.01	53.24
Arsen	—	Schwefelarsen 25.00	Schwefelantimon 33	—	15.09	—	—	15.12	—	—	—
Antimon	Antimonox. 23.50	—	—	22.846	0.69	21.80	24.59	—	23.16	24.81	21.24
Schwefel	16	—	—	16.609	19.51	18.00	17.76	19.81	17.45	18.28	16.92
Eisen	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.67
Zink	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.40
Gangart	—	Sand u. Eisenox. 0.65	Sand u. Eisenoxyd 6	0.299	—	—	—	—	—	—	7.53
Verlust	2.10	—	Wasser u. Verlust 3	1.297	—	—	—	—	—	—	—
Summe	100.00	100.00	100	100.000	99.96	100.00	99.80	99.81	99.62	100.10	100.00
Spec. Gew.	—	—	—	—	5,552. $10\frac{1}{2}$° R.	—	5,89	—	—	5.90	—

	Petersen		Ausgeführt im Laboratorium des H. Domeyko			Streng Chañarcillo Dolores I	künstlich dargestellt v. Sénarmont			
							Arsensilberblende		Antimonsilberblende	
	Andreasberg	Wittichen in Baden	Ladrillos, Copiapo	Aullagas	Carrizo		I	II	I	II
Silber	58.03	63.38	66.33	52.7	63.85	60.53	65.52	64.80	58.85	59.00
Arsen	1.01	15.57	20.18	—	13.85	3.80	14.27	15.00	—	—
Antimon	22.35	Spur	—	23.0	0.70	18.47	—	—	24.00	23.20
Schwefel	17.70	20.16	13.11	14.9	18.00	18.17	19.30	19.50	17.90	17.20
Eisen	—	—	—	1.7	0.96	—	—	—	—	—
Cobalt	—	—	—	—	0.19	—	—	—	—	—
Zink	—	—	—	2.8	—	—	—	—	—	—
Gangart	—	—	0.44	4.5	1.60	—	—	—	—	—
Summe	99.09	99.11	100.06	99.6	99.15	100.97	99.09	99.30	100.75	99.40
Spec. Gew.	—	—	—	—	—	5.68	—	—	—	—

Digitized by Google

corrigirte indess bald diese Messungen, welche an nicht genügend spiegelnden Spaltungsflächen angestellt waren und bestimmte nun aus Messungen an $-\frac{1}{2}R\,(0\,.\,1\,.\,\bar{1}\,.\,2)$ den Grundwinkel zu 107° 48′ 39″ bei der Arsensilberblende und zu 108° 39′ 39″ bei der Antimonsilberblende, Werthe, welche den von Miller, Streng und dem Verfasser aufgestellten nahe stehen. Miller bestimmte den Polkantenwinkel des Grundrhomboeders am Pyrargyrit zu 108° 42′, am Proustit zu 107° 50′. Schroeder gab den Winkel des Pyrargyrits an Krystallen von Andreasberg zu 108° 34′ und G. vom Rath bestimmte an Krystallen desselben Fundorts den Grundwinkel für das dunkle Rothgültigerz zu 108° 34½′, ein Werth, der mit dem von Schroeder aufgestellten nahezu identisch ist. Streng bestätigte 1878 den Miller'schen Winkel für den Proustit; er rechnete aus Messungen an $-\frac{1}{2}R\,(0\,.\,1\,.\,\bar{1}\,.\,2)$ = 137° 15′ die Polkante von R (1 . 0. $\bar{1}$. 1) zu 107° 49′ 50″ aus.

In den folgenden Tabellen stelle ich sämmtliche Formen, die ich als sicher am Rothgültigerz festgestellt betrachte, zusammen, nach den hauptsächlichsten Zonen geordnet, mit den gebräuchlichen krystallographischen Bezeichnungen nach Naumann — primäre und secundäre — Weiss, Miller-Bravais und Miller. Die namentlich in Frankreich verwendeten Lévy'schen Zeichen wird man sich leicht aus den Miller'schen ableiten können. Von den 108 sicher bestimmten Formen des Erzes liegen 5 nicht in den hier angeführten Zonen. Am Schluss der Tabelle finden 3 Formen Platz, die ich nicht als ganz sicher bestimmt hinstellen kann und über die ich später Näheres mittheilen werde. Wo die allgemeinen Zeichen der Zonen nicht von selbst ersichtlich sind, habe ich sie mit den Grenzformen an der Spitze jeder Zone aufgeführt; es folgen alsdann die sicher bestimmten Grenzformen, dann die zwischen den einzelnen Grenzgestalten liegenden Formen.

Digitized by Google

b. Übersicht nach Zonenverhältnissen.

1. Reihe der positiven Rhomboëder.

Naumann rhomboëdr.	Naumann hexagonal	Weiss	Bravais	Miller
0R	0P	∞a : ∞b : ∞a : ∞b : ∞a : ∞b : c	(0.0. 0. 1)	(1.1.1)
$\frac{1}{4}$R	$\pi\frac{1}{4}$P	∞a : 4b : 4a : 2b : 4a : 4b : c	(1.0. $\bar{1}$. 4)	(2.1.1)
$\frac{1}{2}$R	$\pi\frac{1}{2}$P	∞a : 2b : 2a : b : 2a : 2b : c	(1.0. $\bar{1}$. 2)	(4.1.1)
$\frac{5}{8}$R	$\pi\frac{5}{8}$P	∞a : $\frac{8}{5}$b : $\frac{8}{3}$a : $\frac{4}{3}$b : $\frac{8}{5}$a : $\frac{8}{5}$b : c	(5.0. $\bar{5}$. 8)	(6.1.1)
$\frac{7}{10}$R	$\pi\frac{7}{10}$P	∞a : $\frac{10}{7}$b : $\frac{10}{7}$a : $\frac{5}{3}$b : $\frac{10}{7}$a : $\frac{10}{7}$b : c	(7.0. 7.10)	(8.1.1)
$\frac{3}{4}$R	$\pi\frac{3}{4}$P	∞a : $\frac{4}{3}$b : $\frac{4}{3}$a : $\frac{8}{3}$b : $\frac{4}{3}$a : $\frac{4}{3}$b : c	(3.0. $\bar{3}$. 4)	(10.1.1)
$\frac{5}{8}$R	$\pi\frac{5}{8}$P	∞a : $\frac{8}{5}$b : $\frac{8}{5}$a : $\frac{8}{5}$b : $\frac{8}{5}$a : $\frac{8}{5}$b : c	(5.0. $\bar{5}$. 6)	(16.1.1)
R	πP	∞a : b : a : $\frac{1}{2}$b : a : b : c	(1.0. $\bar{1}$. 1)	(1.0.0)
$\frac{5}{2}$R	$\pi\frac{5}{2}$P	∞a : $\frac{2}{5}$b : $\frac{2}{3}$a : $\frac{1}{3}$b : $\frac{2}{3}$a : $\frac{2}{5}$b : c	(5.0. $\bar{5}$. 2)	(4.$\bar{1}$.$\bar{1}$)
4R	π4P	∞a : $\frac{1}{4}$b : $\frac{1}{4}$a : $\frac{1}{8}$b : $\frac{1}{4}$a : $\frac{1}{4}$b : c	(4.0. $\bar{4}$. 1)	(3.$\bar{1}$.$\bar{1}$)
5R	π5P	∞a : $\frac{1}{5}$b : $\frac{1}{5}$a : $\frac{1}{10}$b : $\frac{1}{5}$a : $\frac{1}{5}$b : c	(5.0. $\bar{5}$. 1)	(11.$\bar{4}$.$\bar{4}$)
8R	π8P	∞a : $\frac{1}{8}$b : $\frac{1}{8}$a : $\frac{1}{16}$b : $\frac{1}{8}$a : $\frac{1}{8}$b : c	(8.0. $\bar{8}$. 1)	(17.7.7)
16R	π16P	∞a : $\frac{1}{16}$b : $\frac{1}{16}$a : $\frac{1}{32}$b : $\frac{1}{16}$a : $\frac{1}{16}$b : c	(16.0.$\bar{16}$. 1)	(11.$\bar{5}$.5)
∞R	∞P	∞a : b : a : $\frac{1}{2}$b : a : b : ∞c	(1.0. $\bar{1}$. 0)	(2.$\bar{1}$.$\bar{1}$)

2. Reihe der negativen Rhomboëder.

0R	0P	∞a : ∞b : ∞a : ∞b : ∞a : ∞b : c	(0. 0. 0. 1)	(1.1.1)
—$\frac{1}{8}$R	—$\pi\frac{1}{8}$P	∞a′ : 8b′ : 8a′ : 4b′ : 8a′ : 8b′ : c	(0. 1. $\bar{1}$. 8)	(3.3.2)
—$\frac{1}{5}$R	—$\pi\frac{1}{5}$P	∞a′ : 5b′ : 5a′ : $\frac{5}{2}$b′ : 5a′ : 5b′ : c	(0. 1. $\bar{1}$. 5)	(2.2.1)
—$\frac{5}{16}$R	—$\pi\frac{5}{16}$P	∞a′ : $\frac{16}{5}$b′ : $\frac{16}{5}$a′ : $\frac{8}{5}$b′ : $\frac{16}{5}$a′ : $\frac{16}{5}$b′ : c	(0. 5. $\bar{5}$.16)	(7.7.2)
—$\frac{2}{5}$R	—$\pi\frac{2}{5}$P	∞a′ : $\frac{5}{2}$b′ : $\frac{5}{4}$a′ : $\frac{5}{4}$b′ : $\frac{5}{2}$a′ : $\frac{5}{2}$b′ : c	(0. 2. $\bar{2}$. 5)	(7.7.1)
—$\frac{1}{2}$R	—$\pi\frac{1}{2}$P	∞a′ : 2b′ : 2a′ : b′ : 2a′ : 2b′ : c	(0. 1. $\bar{1}$. 2)	(1.1.0)
—R	—πP	∞a′ : b′ : a′ : $\frac{1}{2}$b′ : a′ : b′ : c	(0. 1. $\bar{1}$. 1)	(2.2.$\bar{1}$)
—$\frac{5}{4}$R	—$\pi\frac{5}{4}$P	∞a′ : $\frac{4}{5}$b′ : $\frac{4}{5}$a′ : $\frac{2}{5}$b′ : $\frac{4}{5}$a′ : $\frac{4}{5}$b′ : c	(0. 5. $\bar{5}$. 4)	(3.3.$\bar{2}$)
—$\frac{3}{2}$R	—$\pi\frac{3}{2}$P	∞a′ : $\frac{2}{3}$b′ : $\frac{2}{3}$a′ : $\frac{1}{3}$b′ : $\frac{2}{3}$a′ : $\frac{2}{3}$b′ : c	(0. 3. $\bar{3}$. 2)	(5.5.$\bar{4}$)
—2R	—π2P	∞a′ : $\frac{1}{2}$b′ : $\frac{1}{2}$a′ : $\frac{1}{4}$b′ : $\frac{1}{2}$a′ : $\frac{1}{2}$b′ : c	(0. 2. $\bar{2}$. 1)	(1.1.$\bar{1}$)
—$\frac{7}{2}$R	—$\pi\frac{7}{2}$P	∞a′ : $\frac{2}{7}$b′ : $\frac{2}{7}$a′ : $\frac{1}{7}$b′ : $\frac{2}{7}$a′ : $\frac{2}{7}$b′ : c	(0. 7. $\bar{7}$. 2)	(3.3.$\bar{4}$)
—5R	—π5P	∞a′ : $\frac{1}{5}$b′ : $\frac{1}{5}$a′ : $\frac{1}{10}$b′ : $\frac{1}{5}$a′ : $\frac{1}{5}$b′ : c	(0. 5. $\bar{5}$. 1)	(2.2.$\bar{3}$)
—14R	—π14P	∞a′ : $\frac{1}{14}$b′ : $\frac{1}{14}$a′ : $\frac{1}{28}$b′ : $\frac{1}{14}$a′ : $\frac{1}{14}$b′ : c	(0.14.$\bar{14}$. 1)	(5.5.$\bar{9}$)
∞R	∞P	∞a : b : a : $\frac{1}{2}$b : a : b : ∞c	(1. 0. $\bar{1}$. 0)	(2.1.$\bar{1}$)

3. Reihe der Hauptaxe.

∞R	∞P	∞a : b : a : $\frac{1}{2}$b : a : b : ∞c	(1.0. $\bar{1}$.0)	(2.$\bar{1}$.$\bar{1}$)
∞R$\frac{13}{12}$	∞P$\frac{26}{25}$	26a : $\frac{26}{25}$b : a : $\frac{26}{51}$b : $\frac{26}{25}$a : $\frac{13}{12}$b : ∞c	(25.1.$\bar{26}$.0)	(17.8.$\bar{9}$)
∞R$\frac{5}{4}$	∞P$\frac{5}{4}$	5a : $\frac{5}{3}$b : a : $\frac{5}{3}$b : $\frac{5}{4}$a : $\frac{5}{3}$b : ∞c	(4.1. $\bar{5}$.0)	(3.$\bar{1}$.2)
∞R3	∞P$\frac{3}{2}$	3a : $\frac{3}{2}$b : a : $\frac{3}{2}$b : $\frac{3}{2}$a : 3b : ∞c	(2.1. $\bar{3}$.0)	(5.$\bar{1}$.$\bar{4}$)
∞P2	∞P2	2a : $\frac{2}{3}$b : a : $\frac{2}{3}$b : 2a : ∞b : ∞c	(1.1. $\bar{2}$.0)	(1.0.$\bar{1}$)

Digitized by Google

4. Reihe der Pyramiden zweiter Ordnung.

Naumann rhomboëdr.	Naumann hexagonal	Weiss	Bravais	Miller
0R	0P	∞a : ∞b : ∞a : ∞b : ∞a : ∞b : c	(0. 0. 0.1)	(1.1. 1)
$\frac{4}{3}$P2	$\frac{4}{3}$P2	3a : b : $\frac{3}{2}$a : b : 3a : ∞b : c	(1. 1. $\bar{2}$.3)	(2.1. 0)
$\frac{4}{3}$P2	$\frac{4}{3}$P2	$\frac{3}{2}$a : $\frac{1}{2}$b : $\frac{3}{4}$a : $\frac{1}{2}$b : $\frac{3}{2}$a : ∞b : c	(2. 2. $\bar{4}$.3)	(3.1. $\bar{1}$)
$\frac{8}{3}$P2	$\frac{8}{3}$P2	$\frac{3}{4}$a : $\frac{1}{4}$b : $\frac{3}{8}$a : $\frac{1}{4}$b : $\frac{3}{4}$a : ∞b : c	(4. 4. $\bar{8}$.3)	(5.1. $\bar{3}$)
$\frac{11}{4}$P2	$\frac{11}{4}$P2	$\frac{8}{11}$a : $\frac{8}{33}$b : $\frac{4}{11}$a : $\frac{8}{33}$b : $\frac{8}{11}$a : ∞b : c	(11.11.$\bar{22}$.8)	(41.8.$\bar{25}$)
∞P2	∞P2	2a : $\frac{1}{3}$b : a : $\frac{1}{3}$b : 2a : ∞b : ∞c	(1. 1. $\bar{2}$.0)	(1.0. $\bar{1}$)

5. Polkantenzone von R.

$$-\tfrac{1}{2}R;\ -\pi mP\frac{m}{1-m};\ \tfrac{4}{3}P2;\ \pi mP\frac{m}{2m-1};\ R;\ \pi mP\frac{2m}{m+1};\ \infty P2.$$

Grenzformen.

$-\frac{1}{2}$R	$-\pi\frac{1}{2}$P	∞a′ : 2b′ : 2a′ : b′ : 2a′ : 2b′ : c	(0.1.$\bar{1}$.2)	(1.1.0)
$\frac{4}{3}$P2	$\frac{4}{3}$P2	3a : b : $\frac{3}{2}$a : b : 3a : ∞b : c	(1.1.$\bar{2}$.3)	(2.1.0)
R	πP	∞a : b : a : $\frac{1}{2}$b : a : b : c	(1.0.$\bar{1}$.1)	(1.0.0)
∞P2	∞P2	2a : $\frac{1}{3}$b : a : $\frac{2}{3}$b : 2a : ∞b : ∞c	(1.1.$\bar{2}$.0)	(1.0.$\bar{1}$)

Gestalten $-\pi mP\frac{m}{1-m}$.

$-\frac{1}{10}$R13	$-\pi\frac{13}{10}$P$\frac{13}{7}$	$\frac{13}{3}$a′ : $\frac{13}{10}$b′ : $\frac{13}{11}$a′ : b′ : $\frac{13}{7}$a′ : 20b′ : c	(6.7.$\bar{13}$.20)	(13.7.0)
$-\frac{1}{5}$R3	$-\pi\frac{3}{5}$P$\frac{3}{2}$	5a′ : $\frac{3}{4}$b′ : $\frac{3}{2}$a′ : b′ : $\frac{3}{2}$a′ : 5b′ : c	(1.2. $\bar{3}$. 5)	(3.2.0)
$-\frac{2}{7}$R2	$-\pi\frac{2}{7}$P$\frac{2}{3}$	7a′ : $\frac{7}{5}$b′ : $\frac{7}{4}$a′ : b′ : $\frac{7}{4}$a′ : $\frac{7}{3}$b′ : c	(1.3. $\bar{4}$. 7)	(4.3.0)
$-\frac{1}{3}$R$\frac{3}{2}$	$-\pi\frac{3}{5}$P$\frac{3}{4}$	9a′ : $\frac{9}{4}$b′ : $\frac{9}{5}$a′ : b′ : $\frac{9}{4}$a′ : 3b′ : c	(1.4. $\bar{5}$. 9)	(5.4.0)

Gestalten $\pi mP\frac{m}{2m-1}$.

$\frac{1}{7}$R5	$\pi\frac{5}{7}$P$\frac{5}{3}$	$\frac{7}{2}$a : b : $\frac{7}{3}$a : $\frac{7}{5}$b : $\frac{7}{3}$a : 7b : c	(3.2. $\bar{5}$. 7)	(5.2.0)
$\frac{3}{11}$R4	$\pi\frac{8}{11}$P$\frac{8}{5}$	$\frac{11}{3}$a : b : $\frac{11}{8}$a : $\frac{11}{5}$b : $\frac{11}{7}$a : $\frac{11}{3}$b : c	(5.3. $\bar{8}$.11)	(8.3.0)
$\frac{1}{5}$R$\frac{11}{3}$	$\pi\frac{11}{6}$P$\frac{11}{7}$	$\frac{11}{4}$a : b : $\frac{11}{10}$a : $\frac{11}{8}$b : $\frac{11}{7}$a : 5b : c	(7.4.$\bar{11}$.15)	(11.4.0)
$\frac{1}{4}$R3	$\pi\frac{3}{4}$P$\frac{3}{2}$	4a : b : $\frac{4}{3}$a : $\frac{4}{5}$b : 2a : 4b : c	(2.1. $\bar{3}$. 4)	(3.1.0)
$\frac{4}{13}$R$\frac{5}{2}$	$\pi\frac{10}{13}$P$\frac{10}{7}$	$\frac{13}{3}$a : b : $\frac{13}{10}$a : $\frac{13}{17}$b : $\frac{13}{7}$a : $\frac{13}{4}$b : c	(7.3.$\bar{10}$.13)	(10.3.0)
$\frac{2}{5}$R2	$\pi\frac{2}{3}$P$\frac{2}{3}$	5a : b : $\frac{5}{4}$a : $\frac{5}{6}$b : $\frac{5}{3}$a : $\frac{5}{2}$b : c	(3.1. $\bar{4}$. 5)	(4.1.0)
$\frac{4}{7}$R$\frac{4}{3}$	$\pi\frac{8}{7}$P$\frac{8}{5}$	7a : b : $\frac{7}{5}$a : $\frac{7}{11}$b : $\frac{7}{5}$a : $\frac{7}{4}$b : c	(5.1. $\bar{6}$. 7)	(6.1.0)

Gestalten $\pi mP\frac{2m}{m+1}$.

R$\frac{8}{3}$	$\pi\frac{8}{5}$P$\frac{8}{5}$	4a : $\frac{4}{7}$b : $\frac{4}{3}$a : $\frac{4}{11}$b : $\frac{4}{3}$a : b : c	(5.1. $\bar{6}$.4)	(5.0.$\bar{1}$)
R$\frac{5}{2}$	$\pi\frac{5}{3}$P$\frac{5}{4}$	3a : $\frac{1}{2}$b : $\frac{3}{5}$a : $\frac{1}{3}$b : $\frac{3}{4}$a : b : c	(4.1. $\bar{5}$.3)	(4.0.$\bar{1}$)
R3	$\pi 3$P$\frac{3}{2}$	a : $\frac{1}{4}$b : $\frac{1}{3}$a : $\frac{1}{5}$b : $\frac{1}{2}$a : b : c	(2.1. $\bar{3}$.1)	(2.0.$\bar{1}$)
R$\frac{7}{2}$	$\pi\frac{7}{3}$P$\frac{7}{5}$	$\frac{4}{5}$a : $\frac{4}{15}$b : $\frac{4}{7}$a : $\frac{4}{23}$b : $\frac{4}{3}$a : b : c	(9.5.$\bar{14}$.4)	(9.0.$\bar{5}$)
R4	$\pi 4$P$\frac{8}{5}$	$\frac{8}{3}$a : $\frac{8}{11}$b : $\frac{1}{4}$a : $\frac{2}{15}$b : $\frac{2}{3}$a : b : c	(5.3. $\bar{8}$.2)	(5.0.$\bar{3}$)

Digitized by Google

Naumann rhomboëdr.	Naumann hexagonal	Weiss	Bravais	Miller
R5	$\pi 5P\frac{5}{3}$	$\frac{1}{3}a:\frac{1}{7}b:\frac{1}{5}a:\frac{1}{8}b:\frac{1}{3}a:b:c$	(3. 2. $\bar{5}$.1)	(3.0. $\bar{2}$)
$R\frac{19}{3}$	$\pi\frac{19}{3}P\frac{38}{19}$	$\frac{6}{19}a:\frac{3}{10}b:\frac{3}{16}a:\frac{2}{17}b:\frac{6}{19}a:b:c$	(19.13.$\bar{32}$.6)	(19.0.$\bar{13}$)
$R\frac{17}{3}$	$\pi\frac{17}{3}P\frac{17}{10}$	$\frac{3}{7}a:\frac{1}{8}b:\frac{3}{17}a:\frac{1}{8}b:\frac{3}{10}a:b:c$	(10. 7.$\bar{17}$.3)	(10.0. 7)
R6	$\pi 6P\frac{3}{7}$	$\frac{2}{5}a:\frac{2}{17}b:\frac{1}{6}a:\frac{2}{15}b:\frac{2}{7}a:b:c$	(7. 5.$\bar{12}$.2)	(7.0. $\bar{5}$)
R7	$\pi 7P\frac{7}{4}$	$\frac{1}{3}a:\frac{1}{10}b:\frac{1}{7}a:\frac{1}{11}b:\frac{1}{4}a:b:c$	(4. 3. 7.1)	(4.0. $\bar{3}$)
R8	$\pi 8P\frac{8}{5}$	$\frac{2}{7}a:\frac{2}{23}b:\frac{1}{8}a:\frac{2}{25}b:\frac{2}{5}a:b:c$	(9. 7.$\bar{16}$.2)	(9.0. 7)

6. Diagonalzone von R.

$$R;\ \pi mP\frac{m}{2-m};\ \tfrac{1}{3}P2;\ -\pi mP\frac{m}{2(m-1)};\ -2R;\ -\pi mP\frac{2m}{m+2};\ \infty P2.$$

Grenzformen.

R	πP	$\infty a:b:a:\frac{1}{3}b:a:b:c$	(1.0.$\bar{1}$.1)	(1.0.0)
$\frac{1}{3}P2$	$\frac{1}{3}P2$	$\frac{3}{2}a:\frac{1}{2}b:\frac{3}{4}a:\frac{1}{2}b:\frac{3}{2}a:\infty b:c$	(2.2.$\bar{4}$.3)	(3.1.$\bar{1}$)
$-2R$	$-\pi 2P$	$\infty a':\frac{1}{2}b':\frac{1}{2}a':\frac{1}{2}b':\frac{1}{2}a':\frac{1}{2}b':c$	(0.2.$\bar{2}$.1)	(1.1.$\bar{1}$)
$\infty P2$	$\infty P2$	$2a:\frac{1}{2}b:a:\frac{1}{2}b:2a:\infty b:\infty c$	(1.1.$\bar{2}$.0)	(1.0.$\bar{1}$)

Gestalten $\pi mP\frac{m}{2-m}$.

$\frac{1}{2}R5$	$\pi\frac{5}{4}P\frac{5}{3}$	$2a:\frac{1}{4}b:\frac{1}{2}a:\frac{1}{2}b:\frac{1}{4}a:4b:c$	(3.2.$\bar{5}$.4)	(4.1.$\bar{1}$)
$\frac{3}{2}R3$	$\pi\frac{3}{2}P\frac{3}{2}$	$\frac{5}{2}a:\frac{5}{8}b:\frac{3}{8}a:\frac{1}{2}b:\frac{5}{4}a:\frac{5}{2}b:c$	(4.2.$\bar{6}$.5)	(5.1.$\bar{1}$)

Gestalten $-\pi mP\frac{m}{2(m-1)}$.

$-\frac{1}{2}R3$	$-\pi\frac{3}{2}P\frac{3}{2}$	$2a':\frac{1}{2}b':\frac{3}{8}a':\frac{3}{5}b':a':2b':c$	(1.2.$\bar{3}$.2)	(2.1.$\bar{1}$)

Gestalten $-\pi mP\frac{2m}{m+2}$.

$-2R\frac{4}{3}$	$-\pi 3P\frac{3}{5}$	$2a':\frac{3}{7}b':\frac{1}{3}a':\frac{3}{11}b':\frac{3}{7}a':\frac{1}{3}b':c$	(1. 5. $\bar{6}$.2)	(3.2.$\bar{3}$)
$-2R2$	$-\pi 4P\frac{4}{3}$	$a':\frac{1}{5}b':\frac{1}{4}a':\frac{1}{7}b':\frac{1}{3}a':\frac{1}{3}b':c$	(1. 3. $\bar{4}$.1)	(2.1.$\bar{2}$)
$-2R\frac{7}{3}$	$-\pi\frac{14}{3}P\frac{7}{5}$	$\frac{3}{4}a':\frac{1}{3}b':\frac{3}{14}a':\frac{1}{3}b':\frac{3}{10}a':\frac{1}{3}b':c$	(4.10.$\bar{14}$.3)	(7.3.7)
$-2R3$	$-\pi 6P\frac{3}{2}$	$\frac{1}{2}a':\frac{1}{3}b':\frac{1}{3}a':\frac{1}{10}b':\frac{1}{4}a':\frac{1}{3}b':c$	(2. 4. $\bar{6}$.1)	(3.1.$\bar{3}$)

7. Formen, welche in der Polkantenzone von P, d. h. $= +R$ und $-R$ im Gleichgewicht, liegen.

Es werden stets erst die positiven, dann die negativen Formen aufgeführt werden.

$$P2;\ \pm\pi Pn;\ \pm R;\ \pm\pi mPm;\ 2P2;\ \pm\pi mP\frac{m}{m-1};\ \infty R.$$

Grenzformen.

R	πP	$\infty a:b:a:\frac{1}{2}b:a:b:c$	(1.0.$\bar{1}$.1)	(1.0.0)
$-R$	$-\pi P$	$\infty a':b':a':\frac{1}{2}b':a':b':c$	(0.1.$\bar{1}$.1)	(2.2.$\bar{1}$)
∞R	∞P	$\infty a:b:a:\frac{1}{2}b:a:b:\infty c$	(1.0.$\bar{1}$.0)	(2.$\bar{1}$.1)

Digitized by Google

Gestalten $\pm \pi \mathrm{P} n$.

Naumann rhomboëdr.	Naumann hexagonal	Weiss	Bravais	Miller
$\frac{1}{5}R5$	$\pi P\frac{5}{3}$	$\frac{5}{3}a : \frac{5}{7}b : a : \frac{5}{8}b : \frac{5}{8}a : 5b : c$	$(3.2.\bar{5}.5)$	$(13.4.\bar{2})$
$\frac{1}{4}R4$	$\pi P\frac{8}{5}$	$\frac{8}{3}a : \frac{8}{11}b : a : \frac{8}{13}b : \frac{8}{5}a : 4b : c$	$(5.3.\bar{8}.8)$	$(7.2.\bar{1})$
$\frac{1}{3}R3$	$\pi P\frac{3}{2}$	$3a : \frac{3}{4}b : a : \frac{3}{5}b : \frac{3}{4}a : 3b : c$	$(2.1.\bar{3}.3)$	$(8.2.\bar{1})$
$\frac{5}{8}R\frac{8}{5}$	$\pi P\frac{16}{13}$	$\frac{16}{8}a : \frac{16}{19}b : a : \frac{16}{29}b : \frac{16}{13}a : \frac{8}{5}b : c$	$(13.3.\bar{16}.16)$	$(15.2.\bar{1})$
$-\frac{1}{2}R2$	$-\pi P\frac{4}{3}$	$4a' : \frac{4}{5}b' : a' : \frac{4}{7}b' : \frac{4}{3}a' : 2b' : c$	$(1.3.\bar{4}.4)$	$(3.2.\bar{1})$

Gestalten $\pm \pi \mathrm{m} P m$.

$\frac{5}{8}R\frac{1}{6}$	$\pi\frac{1}{8}P\frac{1}{8}$	$\frac{8}{3}a : \frac{4}{7}b : \frac{8}{11}a : \frac{8}{19}b : a : \frac{8}{5}b : c$	$(8.3.\bar{11}.8)$	$(9.1.\bar{2})$
$\frac{1}{2}R3$	$\pi\frac{3}{2}P\frac{3}{2}$	$2a : \frac{1}{2}b : \frac{3}{4}a : \frac{3}{5}b : a : 2b : c$	$(2.1.\bar{3}.2)$	$(7.1.\bar{2})$
$\frac{2}{5}R4$	$\pi\frac{4}{5}P\frac{4}{5}$	$\frac{5}{4}a : \frac{5}{11}b : \frac{5}{8}a : \frac{5}{18}b : a : \frac{5}{8}b : c$	$(5.3.\bar{8}.5)$	$(6.1.\bar{2})$
$\frac{1}{4}R7$	$\pi\frac{7}{4}P\frac{7}{4}$	$\frac{4}{3}a : \frac{4}{5}b : \frac{4}{7}a : \frac{4}{11}b : a : 4b : c$	$(4.3.\bar{7}.4)$	$(5.1.\bar{2})$
$-\frac{1}{3}R3$	$-\pi\frac{3}{2}P\frac{3}{2}$	$2a' : \frac{1}{2}b' : \frac{3}{4}a' : \frac{3}{5}b' : a' : 2b' : c$	$(1.2.\bar{3}.2)$	$(2.1.\bar{1})$
$-\frac{1}{5}R9$	$-\pi\frac{9}{5}P\frac{9}{5}$	$\frac{5}{4}a' : \frac{5}{13}b' : \frac{5}{9}a' : \frac{5}{14}b' : a' : 5b' : c$	$(4.5.\bar{9}.5)$	$(6.2.\bar{3})$

Gestalten $\pm \pi \mathrm{m} P\frac{\mathrm{m}}{\mathrm{m}-1}$.

$R3$	$\pi 3P\frac{3}{2}$	$a : \frac{1}{4}b : \frac{1}{3}a : \frac{1}{5}b : \frac{1}{2}a : b : c$	$(2.1.\bar{3}.1)$	$(2.0.\bar{1})$
$2R2$	$\pi 4P\frac{4}{3}$	$a : \frac{1}{3}b : \frac{1}{4}a : \frac{1}{7}b : \frac{1}{3}a : \frac{1}{2}b : c$	$(3.1.\bar{4}.1)$	$(8.\bar{1}.\bar{4})$
$\frac{5}{2}R\frac{5}{3}$	$\pi\frac{5}{2}P\frac{5}{7}$	$a : \frac{2}{11}b : \frac{2}{3}a : \frac{1}{3}b : \frac{2}{7}a : \frac{2}{5}b : c$	$(7.2.\bar{9}.2)$	$(6.\bar{1}.\bar{3})$
$10R\frac{5}{3}$	$\pi 12P\frac{12}{11}$	$a : \frac{1}{13}b : \frac{1}{12}a : \frac{1}{23}b : \frac{1}{11}a : \frac{1}{10}b : c$	$(11.1.\bar{12}.1)$	$(8.\bar{3}.\bar{4})$
$-2R2$	$-\pi 4P\frac{4}{3}$	$a' : \frac{1}{3}b' : \frac{1}{4}a' : \frac{1}{7}b' : \frac{1}{3}a' : \frac{1}{2}b' : c$	$(1.3.\bar{4}.1)$	$(2.1.\bar{2})$
$-\frac{5}{2}R\frac{5}{3}$	$-\pi\frac{5}{2}P\frac{5}{7}$	$a' : \frac{2}{11}b' : \frac{2}{3}a' : \frac{1}{3}b' : \frac{2}{7}a' : \frac{2}{5}b' : c$	$(2.7.\bar{9}.2)$	$(13.7.\bar{14})$
$-\frac{1}{4}R\frac{10}{11}$	$-\pi\frac{10}{4}P\frac{10}{16}$	$a' : \frac{4}{23}b' : \frac{4}{19}a' : \frac{2}{17}b' : \frac{4}{15}a' : \frac{4}{11}b' : c$	$(4.15.\bar{19}.4)$	$(9.5.\bar{10})$
$-\frac{7}{2}R\frac{1}{7}$	$-\pi\frac{1}{2}P\frac{1}{3}$	$a' : \frac{2}{13}b' : \frac{2}{11}a' : \frac{1}{10}b' : \frac{2}{3}a' : \frac{2}{7}b' : c$	$(2.9.\bar{11}.2)$	$(5.3.\bar{6})$
$-4R\frac{3}{2}$	$-\pi 6P\frac{6}{5}$	$a' : \frac{1}{7}b' : \frac{1}{3}a' : \frac{1}{11}b' : \frac{1}{5}a' : \frac{1}{4}b' : c$	$(1.5.\bar{6}.1)$	$(8.5.\bar{10})$
$-5R\frac{7}{6}$	$-\pi 7P\frac{7}{6}$	$a' : \frac{1}{6}b' : \frac{1}{4}a' : \frac{1}{13}b' : \frac{1}{3}a' : \frac{1}{5}b' : c$	$(1.6.\bar{7}.1)$	$(3.2.\bar{4})$
$-8R\frac{5}{4}$	$-\pi 10P\frac{10}{3}$	$a' : \frac{1}{11}b' : \frac{1}{10}a' : \frac{1}{19}b' : \frac{1}{9}a' : \frac{1}{8}b' : c$	$(1.9.\bar{10}.1)$	$(4.3.\bar{6})$

8. Polkantenzone von $-\frac{1}{2}R$.

$\frac{1}{4}R$; $\pi \mathrm{m} P\frac{2\mathrm{m}}{1-2\mathrm{m}}$; $\frac{1}{3}P2$; $-\pi \mathrm{m} P\frac{2\mathrm{m}}{4\mathrm{m}-1}$; $-\frac{1}{2}R$; $-\pi \mathrm{m} P\frac{4\mathrm{m}}{2\mathrm{m}+1}$; $\infty P2$.

Grenzformen.

$\frac{1}{4}R$	$\pi\frac{1}{4}P$	$\infty a : 4b : 4a : 2b : 4a : 4b : c$	$(1.0.\bar{1}.4)$	$(2.1.1)$
$-\frac{1}{2}R$	$-\pi\frac{1}{2}P$	$\infty a' : 2b' : 2a' : b' : 2a' : 2b' : c$	$(0.1.\bar{1}.2)$	$(1.1.0)$
$\infty P2$	$\infty P2$	$2a : \frac{2}{3}b : a : \frac{2}{3}b : 2a : \infty b : \infty c$	$(1.1.\bar{2}.0)$	$(1.0.\bar{1})$

Gestalten $-\pi \mathrm{m} P\frac{4\mathrm{m}}{2\mathrm{m}+1}$.

$-\frac{1}{2}R3$	$-\pi\frac{3}{2}P\frac{3}{2}$	$2a' : \frac{1}{2}b' : \frac{3}{4}a' : \frac{3}{5}b' : a' : 2b' : c$	$(1.2.\bar{3}.2)$	$(2.1.\bar{1})$
$-\frac{1}{2}R\frac{1}{3}$	$-\pi\frac{1}{10}P\frac{1}{3}$	$\frac{10}{3}a' : \frac{5}{7}b' : \frac{10}{11}a' : \frac{10}{19}b' : \frac{5}{4}a' : 2b' : c$	$(3.8.\bar{11}.10)$	$(8.5.\bar{3})$

Digitized by Google

9. Zone der scharfen Polkanten von R3.

$-2R$; $-\pi mP\frac{m}{4-m}$; $\frac{8}{3}P2$; $\pi mP\frac{m}{2m-4}$; $4R$; $\pi mP\frac{2m}{m+4}$; $\infty P2$.

Grenzformen.

Naumann rhomboëdr.	Naumann hexagonal	Weiss	Bravais	Miller
$-2R$	$-\pi 2P$	$\infty a' : \frac{1}{2}b' : \frac{1}{2}a' : \frac{1}{4}b' : \frac{1}{2}a' : \frac{1}{2}b' : c$	$(0.2.\bar{2}.1)$	$(1.1.\bar{1})$
$\frac{8}{3}P2$	$\frac{8}{3}P2$	$\frac{8}{4}a : \frac{1}{4}b : \frac{8}{8}a : \frac{1}{4}b : \frac{8}{4}a : \infty b : c$	$(4.4.\bar{8}.3)$	$(5.1.\bar{3})$
$4R$	$\pi 4P$	$\infty a : \frac{1}{4}b : \frac{1}{4}a : \frac{1}{8}b : \frac{1}{4}a : \frac{1}{4}b : c$	$(4.0.\bar{4}.1)$	$(3.\bar{1}.\bar{1})$
$\infty P2$	$\infty P2$	$2a : \frac{2}{3}b : a : \frac{2}{3}b : 2a : \infty b : \infty c$	$(1.1.\bar{2}.0)$	$(1.0.\bar{1})$

Gestalten $-\pi mP\frac{m}{4-m}$.

$-R\frac{7}{8}$	$-\pi\frac{7}{3}P\frac{7}{5}$	$\frac{8}{7}a' : \frac{1}{3}b' : \frac{8}{7}a' : \frac{1}{4}b' : \frac{8}{5}a' : b' : c$	$(2.5.\ 7.3)$	$(4.2.\bar{3})$
$-\frac{1}{5}R3$	$-\pi\frac{1}{5}P\frac{3}{2}$	$\frac{5}{4}a' : \frac{5}{12}b' : \frac{5}{12}a' : \frac{1}{4}b' : \frac{5}{8}a' : \frac{5}{4}b' : c$	$(4.8.\bar{12}.5)$	$(7.3.\bar{5})$

Gestalten $\pi mP\frac{m}{2m-4}$.

$R3$	$\pi 3P\frac{3}{2}$	$a : \frac{1}{4}b : \frac{1}{3}a : \frac{1}{5}b : \frac{1}{2}a : b : c$	$(2.1.\bar{3}.1)$	$(2.0.\bar{1})$

10. Zone der stumpfen Polkanten von R3.

$\frac{5}{2}R$; $\pi mP\frac{m}{5-m}$; $\frac{4}{3}P2$; $-\pi mP\frac{m}{2m-5}$; $-5R$; $-\pi mP\frac{2m}{m+5}$; $\infty P2$.

Grenzformen.

$\frac{5}{2}R$	$\pi\frac{5}{2}P$	$\infty a : \frac{2}{5}b : \frac{2}{5}a : \frac{1}{5}b : \frac{2}{5}a : \frac{2}{5}b : c$	$(5.0.\bar{5}.2)$	$(4.\bar{1}.\bar{1})$
$-5R$	$-\pi 5P$	$\infty a' : \frac{1}{5}b' : \frac{1}{5}a' : \frac{1}{10}b' : \frac{1}{5}a' : \frac{1}{5}b' : c$	$(0.5.\bar{5}.1)$	$(2.2.\bar{3})$
$\infty P2$	$\infty P2$	$2a : \frac{2}{3}b : a : \frac{2}{3}b : 2a : \infty b : \infty c$	$(1.1.\bar{2}.0)$	$(1.0.\bar{1})$

Gestalten $-\pi mP\frac{m}{2m-5}$.

$-2R2$	$-\pi 4P\frac{4}{3}$	$a' : \frac{1}{5}b' : \frac{1}{4}a' : \frac{1}{7}b' : \frac{1}{3}a' : \frac{1}{2}b' : c$	$(1.3.\bar{4}.1)$	$(2.1.\bar{2})$

Gestalten $\pi mP\frac{m}{5-m}$.

$R3$	$\pi 3P\frac{3}{2}$	$a : \frac{1}{4}b : \frac{1}{3}a : \frac{1}{5}b : \frac{1}{2}a : b : c$	$(2.1.\bar{3}.1)$	$(2.0.\bar{1})$

Gestalten $-\pi mP\frac{2m}{m+5}$.

$-5R\frac{11}{10}$	$-\pi\frac{11}{6}P\frac{11}{11}$	$8a' : \frac{8}{15}b' : \frac{4}{11}a' : \frac{8}{15}b' : \frac{8}{11}a' : \frac{1}{5}b' : c$	$(1.41.\bar{42}.8)$	$(17.16.\bar{25})$
$-5R\frac{7}{6}$	$-\pi 7P\frac{7}{6}$	$a' : \frac{1}{6}b' : \frac{1}{7}a' : \frac{1}{13}b' : \frac{1}{6}a' : \frac{1}{5}b' : c$	$(1.\ 6.\ 7.1)$	$(3.\ 2.\ \bar{4})$
$-5R2$	$-\pi 10P\frac{5}{3}$	$\frac{2}{5}a' : \frac{2}{15}b' : \frac{1}{10}a' : \frac{2}{15}b' : \frac{2}{15}a' : \frac{1}{5}b' : c$	$(5.15.\bar{20}.2)$	$(9.\ 4.\ \bar{11})$
$-5R\frac{11}{6}$	$-\pi 11P\frac{11}{6}$	$\frac{1}{3}a' : \frac{1}{14}b' : \frac{1}{11}a' : \frac{1}{15}b' : \frac{1}{6}a' : \frac{1}{5}b' : c$	$(3.\ 8.\bar{11}.1)$	$(5.\ 2.\ \bar{6})$
$-5R\frac{13}{6}$	$-\pi 13P\frac{13}{6}$	$\frac{1}{4}a' : \frac{1}{17}b' : \frac{1}{13}a' : \frac{1}{17}b' : \frac{1}{6}a' : \frac{1}{5}b' : c$	$(4.\ 9.\bar{13}.1)$	$(6.\ 2.\ 7)$

Digitized by Google

11. Polkantenzone von $\frac{1}{5}$R.

$-\frac{1}{10}$R; $-\pi$mP$\frac{5m}{1-5m}$; $\frac{3}{15}$P2; πmP$\frac{5m}{10m-1}$; $\frac{1}{5}$R; πmP$\frac{10m}{5m+1}$; ∞P2.

Grenzformen.

Naumann rhomboëdr.	Naumann hexagonal	Weiss	Bravais	Miller
∞P2	∞P2	2a:$\frac{1}{3}$b:a:$\frac{1}{3}$b:2a:∞b:∞c	(1.1.$\bar{2}$.0)	(1.0.$\bar{1}$)

Gestalten πmP$\frac{10m}{5m+1}$.

$\frac{1}{5}$R$\frac{1}{9}$	$\pi\frac{1}{10}$P$\frac{1}{9}$	$\frac{1}{4}$a: b:$\frac{1}{11}$a: $\frac{1}{8}$b:$\frac{1}{7}$a:5b:c	(7.4.$\bar{11}$.15)	(11.4.0)
$\frac{1}{5}$R5	πP$\frac{5}{8}$	$\frac{5}{2}$a:$\frac{5}{7}$b: a: $\frac{5}{8}$b: $\frac{5}{3}$a:5b:c	(3.2. 5. 5)	(13.4.$\bar{2}$)
$\frac{1}{5}$R7	$\pi\frac{7}{5}$P$\frac{7}{4}$	$\frac{5}{3}$a:$\frac{1}{2}$b: $\frac{5}{7}$a:$\frac{5}{11}$b: $\frac{5}{4}$a:5b:c	(4.3. 7. 5)	(16.4.5)

12. Polkantenzone von $\frac{1}{4}$R.

$-\frac{1}{8}$R; $-\pi$mP$\frac{4m}{1-4m}$; $\frac{1}{8}$P2; πmP$\frac{4m}{8m-1}$; $\frac{1}{4}$R; πmP$\frac{8m}{4m+1}$; ∞P2.

Grenzformen.

$-\frac{1}{8}$R	$-\pi\frac{1}{8}$P	∞a′:8b′:8a′:4b′:8a′: 8b′: c	(0.1.$\bar{1}$.8)	(3.3.2)
$\frac{1}{4}$R	$\pi\frac{1}{4}$P	∞a :4b :4a :2b :4a : 4b : c	(1.0.$\bar{1}$.4)	(2.1.1)
∞P2	∞P2	2a :$\frac{1}{3}$b : a :$\frac{1}{3}$b :2a :∞b :∞c	(1.1.$\bar{2}$.0)	(1.0.$\bar{1}$)

Gestalten πmP$\frac{8m}{4m+1}$.

$\frac{1}{4}$R3	$\pi\frac{3}{4}$P$\frac{3}{2}$	4a: b:$\frac{1}{3}$a: $\frac{1}{5}$b:2a:4b:c	(2.1. $\bar{3}$.4)	(3.1.0)
$\frac{1}{4}$R4	πP$\frac{8}{5}$	$\frac{8}{3}$a:$\frac{8}{11}$b: a:$\frac{8}{13}$b:$\frac{8}{3}$a:4b:c	(5.3. $\bar{8}$.8)	(7.2.$\bar{1}$)
$\frac{1}{4}$R5	$\pi\frac{5}{4}$P$\frac{5}{3}$	2a: $\frac{1}{7}$b:$\frac{1}{3}$a: $\frac{1}{2}$b:$\frac{1}{3}$a:4b:c	(3.2. $\bar{5}$.4)	(4.1.$\bar{1}$)
$\frac{1}{4}$R6	$\pi\frac{3}{2}$P$\frac{3}{7}$	$\frac{8}{5}$a:$\frac{8}{17}$b:$\frac{8}{3}$a:$\frac{8}{19}$b:$\frac{8}{3}$a:4b:c	(7.5.$\bar{12}$.8)	(9.2.$\bar{3}$)
$\frac{1}{4}$R7	$\pi\frac{7}{4}$P$\frac{7}{4}$	$\frac{4}{3}$a: $\frac{2}{5}$b:$\frac{4}{7}$a:$\frac{4}{11}$b: a:4b:c	(4.3. $\bar{7}$.4)	(5.1.$\bar{2}$)

13. Polkantenzone von $\frac{1}{3}$R.

$-\frac{1}{6}$R; $-\pi$mP$\frac{3m}{1-3m}$; $\frac{1}{6}$P2; πmP$\frac{3m}{6m-1}$; $\frac{1}{3}$R; πmP$\frac{6m}{3m+1}$; ∞P2.

Grenzformen.

∞P2	∞P2	2a:$\frac{1}{3}$b:a:$\frac{1}{3}$b:2a:∞b:∞c	(1.1.$\bar{2}$.0)	(1.0.$\bar{1}$)

Gestalten πmP$\frac{6m}{3m+1}$.

$\frac{1}{3}$R3	πP$\frac{3}{2}$	3a:$\frac{3}{4}$b: a:$\frac{3}{5}$b: $\frac{3}{2}$a:3b:c	(2.1. $\bar{3}$.3)	(8.2.$\bar{1}$)
$\frac{1}{3}$R$\frac{1}{3}$	$\pi\frac{1}{3}$P$\frac{1}{10}$	$\frac{9}{7}$a:$\frac{9}{5}$b:$\frac{9}{17}$a:$\frac{1}{3}$b:$\frac{9}{10}$a:3b:c	(10.7.$\bar{17}$.9)	(12.2.5)

Digitized by Google

14. Polkantenzone von $\frac{5}{8}$R.

$-\frac{5}{16}$R; $-\pi$mP$\frac{8m}{5-8m}$; $\frac{5}{17}$P2; πmP$\frac{8m}{16m-5}$; $\frac{5}{8}$R; πmP$\frac{16m}{8m+5}$; ∞P2.

Grenzformen.

Naumann hombošdr.	Naumann hexagonal	Weiss	Bravais	Miller
$-\frac{5}{16}$R	$-\pi\frac{5}{16}$P	∞a′ : $\frac{1}{5}$b′ : $\frac{1}{5}$a′ : $\frac{2}{5}$b′ : $\frac{1}{5}$a′ : $\frac{1}{5}$b′ : c	(0.5.$\bar{5}$.16)	(7.7.2)
$\frac{5}{8}$R	$\pi\frac{5}{8}$P	∞a : $\frac{2}{5}$b : $\frac{2}{5}$a : $\frac{1}{5}$b : $\frac{2}{5}$a : $\frac{2}{5}$b : c	(5.0.$\bar{5}$. 8)	(6.1.1)
∞P2	∞P2	2a : $\frac{1}{3}$b : a : $\frac{1}{3}$b : 2a : ∞b : ∞c	(1.1.$\bar{2}$. 0)	(1.0.$\bar{1}$)

Gestalten πmP$\frac{16m}{8m+5}$.

$\frac{5}{8}$R$\frac{5}{2}$	πP$\frac{5}{8}$	$\frac{1}{5}$a : $\frac{1}{5}$b : a : $\frac{1}{13}$b : $\frac{1}{13}$a : $\frac{2}{5}$b : c	(13.3.$\bar{16}$.16)	(15.2.$\bar{1}$)
$\frac{5}{8}$R$\frac{1}{3}$	$\pi\frac{1}{8}$P$\frac{1}{3}$	$\frac{2}{5}$a : $\frac{1}{11}$b : $\frac{2}{11}$a : $\frac{2}{15}$b : a : $\frac{2}{5}$b : c	(8.3.$\bar{11}$. 8)	(9.1.$\bar{2}$)
$\frac{5}{8}$R3	$\pi\frac{1}{8}$P$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{5}$a : $\frac{2}{5}$b : $\frac{2}{15}$a : $\frac{2}{25}$b : $\frac{1}{5}$a : $\frac{2}{5}$b : c	(10.5.$\bar{15}$. 8)	(11.1.$\bar{4}$)

15. Polkantenzone von $\frac{5}{4}$R.

$-\frac{5}{4}$R; $-\pi$mP$\frac{2m}{5-2m}$; $\frac{5}{8}$P2; πmP$\frac{2m}{4m-5}$; $\frac{5}{3}$R; πmP$\frac{4m}{2m+5}$; ∞P2.

Grenzformen.

$-\frac{5}{4}$R	$-\pi\frac{5}{4}$P	∞a′ : $\frac{1}{5}$b′ : $\frac{1}{5}$a′ : $\frac{2}{5}$b′ : $\frac{1}{5}$a′ : $\frac{1}{5}$b′ : c	(0.5.$\bar{5}$.4)	(3.3.$\bar{2}$)
$\frac{5}{4}$R	$\pi\frac{5}{4}$P	∞a : $\frac{2}{5}$b : $\frac{2}{5}$a : $\frac{1}{5}$b : $\frac{2}{5}$a : $\frac{2}{5}$b : c	(5.0.$\bar{5}$.2)	(4.$\bar{1}$.$\bar{1}$)
∞P2	∞P2	2a : $\frac{1}{3}$b : a : $\frac{1}{3}$b : 2a : ∞b : ∞c	(1.1.$\bar{2}$.0)	(1.0.$\bar{1}$)

Gestalten $-\pi$mP$\frac{2m}{5-2m}$.

$-\frac{1}{2}$R3	$-\pi\frac{1}{2}$P$\frac{2}{3}$	2a′ : $\frac{1}{2}$b′ : $\frac{2}{3}$a′ : $\frac{2}{5}$b′ : a′ : 2b′ : c	(1.2.$\bar{3}$.2)	(2.1.$\bar{1}$)

Gestalten πmP$\frac{2m}{4m-5}$.

$\frac{1}{4}$R7	$\pi\frac{1}{4}$P$\frac{7}{4}$	$\frac{4}{5}$a : $\frac{2}{5}$b : $\frac{4}{7}$a : $\frac{4}{11}$b : a : 4b : c	(4.3. 7.4)	(5.1.$\bar{2}$)
$\frac{3}{4}$R$\frac{1}{3}$	$\pi\frac{1}{3}$P$\frac{1}{7}$	$\frac{3}{5}$a : $\frac{2}{5}$b : $\frac{6}{11}$a : $\frac{1}{3}$b : $\frac{2}{7}$a : 2b : c	(7.4.$\bar{11}$.6)	(8.1.$\bar{3}$)
$\frac{5}{8}$R3	$\pi\frac{1}{8}$P$\frac{2}{3}$	$\frac{8}{5}$a : $\frac{2}{5}$b : $\frac{8}{15}$a : $\frac{8}{25}$b : $\frac{1}{5}$a : $\frac{2}{5}$b : c	(10.5.$\bar{15}$.8)	(11.1.$\bar{4}$)
$\frac{1}{8}$R$\frac{1}{17}$	$\pi\frac{1}{8}$P$\frac{1}{17}$	$\frac{8}{5}$a : $\frac{2}{5}$b : $\frac{8}{17}$a : $\frac{8}{31}$b : $\frac{2}{7}$a : $\frac{8}{11}$b : c	(14.3.$\bar{17}$.8)	(13.$\bar{1}$.4)

Gestalten πmP$\frac{4m}{2m+5}$.

$\frac{1}{2}$R$\frac{5}{8}$	$\pi\frac{2}{3}$P$\frac{2}{7}$	a : $\frac{2}{11}$b : $\frac{2}{3}$a : $\frac{1}{8}$b : $\frac{2}{7}$a : $\frac{2}{5}$b : c	(7.2. $\bar{9}$.2)	(6.$\bar{1}$.3)
$\frac{1}{2}$R3	$\pi\frac{1}{2}$P$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{5}$a : $\frac{1}{10}$b : $\frac{2}{15}$a : $\frac{2}{25}$b : $\frac{1}{5}$a : $\frac{2}{5}$b : c	(10.5.$\bar{15}$.2)	(9.$\bar{1}$.6)

16. Polkantenzone von -8R.

4R; πmP$\frac{m}{8-m}$; $\frac{5}{8}$P2; $-\pi$mP$\frac{m}{2m-8}$; -8R; $-\pi$mP$\frac{2m}{m+8}$; ∞P2.

Grenzformen.

4R	π4P	∞a : $\frac{1}{2}$b : $\frac{1}{2}$a : $\frac{1}{3}$b : $\frac{1}{2}$a : $\frac{1}{2}$b : c	(4.0.$\bar{4}$.1)	(3.$\bar{1}$.$\bar{1}$)
∞P2	∞P2	2a : $\frac{2}{3}$b : a : $\frac{2}{3}$b : 2a : ∞b : ∞c	(1.1.$\bar{2}$.0)	(1.0.$\bar{1}$)

Digitized by Google

11. Polkantenzone von $\frac{1}{8}$R.

$-\frac{1}{10}$R; $-\pi$mP$\frac{5m}{1-5m}$; $\frac{3}{15}$P2; πmP$\frac{5m}{10m-1}$; $\frac{1}{8}$R; πmP$\frac{10m}{5m+1}$; ∞P2.

Grenzformen.

Naumann rhomboëdr.	Naumann hexagonal	Weiss	Bravais	Miller
∞P2	∞P2	2a:$\frac{2}{3}$b:a:$\frac{2}{3}$b:2a:∞b:∞c	(1.1.$\bar{2}$.0)	(1.0.$\bar{1}$)

Gestalten πmP$\frac{10m}{5m+1}$.

$\frac{1}{8}$R$\frac{1}{3}$	$\pi\frac{1}{10}$P$\frac{1}{7}$	$\frac{1}{4}$a: b:$\frac{1}{11}$a: $\frac{1}{8}$b:$\frac{1}{7}$a:5b:c	(7.4.$\bar{11}$.15)	(11.4.0)
$\frac{1}{8}$R5	πP$\frac{5}{8}$	$\frac{5}{2}$a:$\frac{5}{7}$b: a: $\frac{5}{8}$b: $\frac{5}{8}$a:5b:c	(3.2. 5. 5)	(13.4.$\bar{2}$)
$\frac{1}{8}$R7	$\pi\frac{7}{8}$P$\frac{7}{4}$	$\frac{7}{8}$a:$\frac{1}{2}$b: $\frac{7}{4}$a:$\frac{7}{11}$b: $\frac{7}{4}$a:5b:c	(4.3. 7. 5)	(16.4.5)

12. Polkantenzone von $\frac{1}{4}$R.

$-\frac{1}{8}$R; $-\pi$mP$\frac{4m}{1-4m}$; $\frac{1}{8}$P2; πmP$\frac{4m}{8m-1}$; $\frac{1}{4}$R; πmP$\frac{8m}{4m+1}$; ∞P2.

Grenzformen.

$-\frac{1}{8}$R	$-\pi\frac{1}{8}$P	∞a′:8b′:8a′:4b′:8a′: 8b′: c	(0.1.$\bar{1}$.8)	(3.3.2)
$\frac{1}{4}$R	$\pi\frac{1}{4}$P	∞a :4b :4a :2b :4a : 4b : c	(1.0.$\bar{1}$.4)	(2.1.1)
∞P2	∞P2	2a :$\frac{2}{3}$b : a :$\frac{2}{3}$b :2a :∞b :∞c	(1.1.$\bar{2}$.0)	(1.0.$\bar{1}$)

Gestalten πmP$\frac{8m}{4m+1}$.

$\frac{1}{4}$R3	$\pi\frac{3}{4}$P$\frac{3}{2}$	4a: b:$\frac{4}{3}$a: $\frac{4}{5}$b:2a:4b:c	(2.1. $\bar{3}$.4)	(3.1.0)
$\frac{1}{4}$R4	πP$\frac{8}{5}$	$\frac{8}{3}$a:$\frac{8}{11}$b: a:$\frac{8}{13}$b:$\frac{8}{5}$a:4b:c	(5.3. $\bar{8}$.8)	(7.2.$\bar{1}$)
$\frac{1}{4}$R5	$\pi\frac{8}{4}$P$\frac{8}{3}$	2a: $\frac{4}{7}$b:$\frac{8}{5}$a: $\frac{1}{2}$b:$\frac{4}{3}$a:4b:c	(3.2. $\bar{5}$.4)	(4.1.$\bar{1}$)
$\frac{1}{4}$R6	$\pi\frac{3}{2}$P$\frac{3}{7}$	$\frac{8}{5}$a:$\frac{8}{17}$b:$\frac{8}{3}$a:$\frac{8}{10}$b:$\frac{8}{7}$a:4b:c	(7.5.$\bar{12}$.8)	(9.2.$\bar{3}$)
$\frac{1}{4}$R7	$\pi\frac{7}{4}$P$\frac{7}{4}$	$\frac{1}{3}$a: $\frac{2}{5}$b:$\frac{1}{4}$a:$\frac{4}{11}$b: a:4b:c	(4.3. 7.4)	(5.1.$\bar{2}$)

13. Polkantenzone von $\frac{1}{3}$R.

$-\frac{1}{6}$R; $-\pi$mP$\frac{3m}{1-3m}$; $\frac{1}{6}$P2; πmP$\frac{3m}{6m-1}$; $\frac{1}{3}$R; πmP$\frac{6m}{3m+1}$; ∞P2.

Grenzformen.

∞P2	∞P2	2a:$\frac{2}{3}$b:a:$\frac{2}{3}$b:2a:∞b:∞c	(1.1.$\bar{2}$.0)	(1.0.$\bar{1}$)

Gestalten πmP$\frac{6m}{3m+1}$.

$\frac{1}{3}$R3	πP$\frac{3}{2}$	3a:$\frac{3}{4}$b: a:$\frac{3}{5}$b: $\frac{3}{2}$a:3b:c	(2.1. $\bar{3}$.3)	(8.2.$\bar{1}$)
$\frac{1}{3}$R$\frac{1}{3}$	$\pi\frac{1}{3}$P$\frac{1}{10}$	$\frac{3}{7}$a:$\frac{3}{8}$b:$\frac{9}{17}$a:$\frac{1}{3}$b:$\frac{9}{10}$a:3b:c	(10.7.$\bar{17}$.9)	(12.2.5)

Digitized by Google

14. Polkantenzone von $\frac{5}{3}$R.

$-\frac{5}{16}$R; $-\pi$mP$\frac{8m}{5-8m}$; $\frac{5}{11}$P2; πmP$\frac{8m}{16m-5}$; $\frac{5}{3}$R; πmP$\frac{16m}{8m+5}$; ∞P2.

Grenzformen.

Naumann rhomboëdr.	Naumann hexagonal	Weiss	Bravais	Miller
$-\frac{5}{16}$R	$-\pi\frac{5}{16}$P	$\infty a' : \frac{1}{5}b' : \frac{1}{5}a' : \frac{2}{5}b' : \frac{1}{5}a' : \frac{1}{5}b' :$ c	(0.5.$\bar{5}$.16)	(7.7.2)
$\frac{5}{3}$R	$\pi\frac{5}{3}$P	$\infty a : \frac{2}{5}b : \frac{2}{5}a : \frac{1}{5}b : \frac{2}{5}a : \frac{2}{5}b :$ c	(5.0.$\bar{5}$. 8)	(6.1.1)
∞P2	∞P2	$2a : \frac{2}{3}b :$ a $: \frac{2}{3}b : 2a : \infty b : \infty c$	(1.1.$\bar{2}$. 0)	(1.0.$\bar{1}$)

Gestalten πmP$\frac{16m}{8m+5}$.

$\frac{5}{3}$R$\frac{5}{2}$	πP$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}a : \frac{1}{2}b :$ a $: \frac{1}{13}\frac{2}{3}b : \frac{1}{13}\frac{2}{3}a : \frac{2}{3}b :$ c	(13.3.$\bar{16}$.16)	(15.2.$\bar{1}$)
$\frac{5}{3}$R$\frac{1}{2}$	$\pi\frac{1}{2}$P$\frac{1}{2}$	$\frac{2}{3}a : \frac{1}{7}b : \frac{2}{11}a : \frac{2}{15}b :$ a $: \frac{2}{3}b :$ c	(8.3.$\bar{11}$. 8)	(9.1.$\bar{2}$)
$\frac{5}{3}$R3	$\pi\frac{1}{2}$P$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{3}a : \frac{2}{5}b : \frac{2}{15}a : \frac{2}{25}b : \frac{1}{5}a : \frac{2}{3}b :$ c	(10.5.$\bar{15}$. 8)	(11.1.$\bar{4}$)

15. Polkantenzone von $\frac{5}{4}$R.

$-\frac{5}{4}$R; $-\pi$mP$\frac{2m}{5-2m}$; $\frac{5}{3}$P2; πmP$\frac{2m}{4m-5}$; $\frac{5}{2}$R; πmP$\frac{4m}{2m+5}$; ∞P2.

Grenzformen.

$-\frac{5}{4}$R	$-\pi\frac{5}{4}$P	$\infty a' : \frac{1}{5}b' : \frac{1}{5}a' : \frac{2}{5}b' : \frac{1}{5}a' : \frac{1}{5}b' :$ c	(0.5.$\bar{5}$.4)	(3.3.$\bar{2}$)
$\frac{5}{2}$R	$\pi\frac{5}{2}$P	$\infty a : \frac{2}{5}b : \frac{2}{3}a : \frac{1}{3}b : \frac{2}{3}a : \frac{2}{5}b :$ c	(5.0.$\bar{5}$.2)	(4.$\bar{1}$.$\bar{1}$)
∞P2	∞P2	$2a : \frac{2}{3}b :$ a $: \frac{2}{3}b : 2a : \infty b : \infty c$	(1.1.$\bar{2}$.0)	(1.0.$\bar{1}$)

Gestalten $-\pi$mP$\frac{2m}{5-2m}$.

$-\frac{1}{2}$R3	$-\pi\frac{2}{3}$P$\frac{2}{3}$	$2a' : \frac{1}{2}b' : \frac{2}{3}a' : \frac{2}{5}b' : a' : 2b' :$ c	(1.2.$\bar{3}$.2)	(2.1.$\bar{1}$)

Gestalten πmP$\frac{2m}{4m-5}$.

$\frac{1}{4}$R7	$\pi\frac{1}{4}$P$\frac{1}{4}$	$\frac{4}{3}a : \frac{2}{5}b : \frac{1}{4}a : \frac{4}{11}b :$ a $: 4b :$ c	(4.3. 7.4)	(5.1.$\bar{2}$)
$\frac{1}{3}$R$\frac{1}{3}$	$\pi\frac{1}{6}$P$\frac{1}{7}$	$\frac{2}{3}a : \frac{2}{5}b : \frac{6}{11}a : \frac{1}{3}b : \frac{6}{7}a : 2b :$ c	(7.4.$\bar{11}$.6)	(8.1.$\bar{3}$)
$\frac{5}{8}$R3	$\pi\frac{1}{8}$P$\frac{2}{3}$	$\frac{8}{5}a : \frac{2}{5}b : \frac{8}{15}a : \frac{8}{25}b : \frac{2}{5}a : \frac{2}{5}b :$ c	(10.5.$\bar{15}$.8)	(11.1.$\bar{4}$)
$\frac{1}{8}$R$\frac{11}{11}$	$\pi\frac{1}{8}$P$\frac{11}{14}$	$\frac{8}{3}a : \frac{2}{5}b : \frac{8}{17}a : \frac{8}{31}b : \frac{2}{7}a : \frac{8}{11}b :$ c	(14.3.$\bar{17}$.8)	(13.$\bar{1}$.4)

Gestalten πmP$\frac{4m}{2m+5}$.

$\frac{5}{2}$R$\frac{5}{7}$	$\pi\frac{5}{2}$P$\frac{5}{7}$	$a : \frac{2}{11}b : \frac{2}{3}a : \frac{1}{3}b : \frac{2}{7}a : \frac{2}{5}b :$ c	(7.2. 9.2)	(6.$\bar{1}$.3)
$\frac{5}{2}$R3	$\pi\frac{1}{2}$P$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{5}a : \frac{1}{10}b : \frac{2}{15}a : \frac{2}{25}b : \frac{1}{5}a : \frac{2}{5}b :$ c	(10.5.$\bar{15}$.2)	(9.$\bar{1}$.6)

16. Polkantenzone von -8R.

4R; πmP$\frac{m}{8-m}$; $\frac{1}{3}$P2; $-\pi$mP$\frac{m}{2m-8}$; -8R; $-\pi$mP$\frac{2m}{m+8}$; ∞P2.

Grenzformen.

4R	π4P	$\infty a : \frac{1}{4}b : \frac{1}{4}a : \frac{1}{3}b : \frac{1}{4}a : \frac{1}{4}b :$ c	(4.0.$\bar{4}$.1)	(3.$\bar{1}$.$\bar{1}$)
∞P2	∞P2	$2a : \frac{2}{3}b :$ a $: \frac{2}{3}b : 2a : \infty b : \infty c$	(1.1.$\bar{2}$.0)	(1.0.$\bar{1}$)

Digitized by Google

Gestalten $\pi mP\frac{m}{8-m}$.

Naumann rhomboëdr.	Naumann hexagonal	Weiss	Bravais	Miller
$\frac{5}{2}R\frac{5}{6}$	$\pi\frac{5}{2}P\frac{5}{7}$	a:$\frac{5}{11}$b: $\frac{5}{9}$a:$\frac{5}{8}$b: $\frac{5}{7}$a: $\frac{5}{6}$b:c	(7.2. $\bar{9}$.2)	(6.$\bar{1}$.3)
$\frac{11}{6}R\frac{11}{13}$	$\pi\frac{11}{6}P\frac{11}{17}$	$\frac{5}{6}$a:$\frac{5}{23}$b:$\frac{5}{22}$a:$\frac{5}{8}$b:$\frac{5}{17}$a:$\frac{5}{11}$b:c	(17.6.$\bar{23}$.5)	(15.$\bar{2}$.8)
R5	$\pi 5P\frac{5}{3}$	$\frac{1}{2}$a: $\frac{1}{7}$b: $\frac{1}{5}$a:$\frac{1}{3}$b: $\frac{1}{3}$a: b:c	(3.2. $\bar{5}$.1)	(3.0.2)

Gestalten $-\pi mP\frac{m}{2m-8}$.

$-2R3$	$-\pi 6P\frac{3}{2}$	$\frac{1}{2}$a′:$\frac{1}{3}$b′:$\frac{1}{5}$a′:$\frac{1}{10}$b′:$\frac{1}{4}$a′:$\frac{1}{2}$b′:c	(2.4.$\bar{6}$.1)	(3.1.$\bar{3}$)
$-5R\frac{7}{5}$	$-\pi 7P\frac{7}{6}$	a′:$\frac{1}{3}$b′:$\frac{1}{7}$a′:$\frac{1}{13}$b′:$\frac{1}{8}$a′:$\frac{1}{5}$b′:c	(1.6.7.1)	(3.2.$\bar{4}$)

Gestalten $-\pi mP\frac{2m}{m+8}$.

$-8R\frac{5}{4}$	$-\pi 10P\frac{10}{9}$	a′:$\frac{1}{11}$b′:$\frac{1}{10}$a′:$\frac{1}{19}$b′: $\frac{1}{18}$a′:$\frac{1}{18}$b′:c	(1. 9.$\bar{10}$.1)	(4.3.$\bar{6}$)
$-8R2$	$-\pi 16P\frac{4}{3}$	$\frac{1}{4}$a′:$\frac{1}{20}$b′:$\frac{1}{18}$a′:$\frac{1}{28}$b′:$\frac{1}{12}$a′:$\frac{1}{8}$b′:c	(4.12.$\bar{16}$.1)	(7.3.$\bar{9}$)

17. Reihe der Formen $mR2 = \pi mP\frac{4}{3}$.

oR	oP	∞a:∞b:∞a:∞b:∞a:∞b:c	(0.0. 0. 1)	(1. 1.1)
$\frac{5}{16}R2$	$\pi\frac{5}{8}P\frac{4}{3}$	$\frac{3}{5}$a:$\frac{3}{25}$b: $\frac{3}{5}$a:$\frac{3}{35}$b:$\frac{3}{15}$a:$\frac{1}{5}$b:c	(15.5.$\bar{20}$.32)	(67.22.7)
$\frac{3}{5}R2$	$\pi\frac{3}{5}P\frac{4}{3}$	5a: b: $\frac{5}{4}$a: $\frac{5}{7}$b: $\frac{5}{3}$a: $\frac{5}{2}$b:c	(3.1. $\bar{4}$. 5)	(4. 1.0)
2R2	$\pi 4P\frac{4}{3}$	a: $\frac{1}{3}$b: $\frac{1}{4}$a: $\frac{1}{7}$b: $\frac{1}{3}$a: $\frac{1}{2}$b:c	(3.1. $\bar{4}$. 1)	(8. $\bar{1}$.$\bar{4}$)

18. Reihe der Formen $-mR2 = -\pi mP\frac{4}{3}$.

oR	oP	∞a :∞b :∞a :∞b :∞a :∞b :c	(0. 0. 0.1)	(1.1. 1)
$-\frac{3}{7}R2$	$-\pi\frac{3}{4}P\frac{4}{3}$	7a′: $\frac{7}{5}$b′: $\frac{7}{4}$a′: b′: $\frac{7}{3}$a′: $\frac{7}{2}$b′:c	(1. 3. $\bar{4}$.7)	(4.3. 0)
$-\frac{1}{2}R2$	$-\pi P\frac{4}{3}$	4a′: $\frac{4}{5}$b′: a′: $\frac{4}{7}$b′: $\frac{4}{3}$a′: 2b′:c	(1. 3. $\bar{4}$.4)	(3.2. $\bar{1}$)
$-2R2$	$-\pi 4P\frac{4}{3}$	a′: $\frac{1}{3}$b′: $\frac{1}{4}$a′: $\frac{1}{7}$b′: $\frac{1}{3}$a′: $\frac{1}{2}$b′:c	(1. 3. $\bar{4}$.1)	(2.1. 2)
$-5R2$	$-\pi 10P\frac{4}{3}$	$\frac{2}{5}$a′:$\frac{2}{25}$b′:$\frac{1}{10}$a′:$\frac{2}{25}$b′:$\frac{2}{15}$a′: $\frac{1}{5}$b′:c	(5.15.$\bar{20}$.2)	(9.4.$\bar{11}$)
$-8R2$	$-\pi 16P\frac{4}{3}$	$\frac{1}{4}$a′:$\frac{1}{20}$b′:$\frac{1}{18}$a′:$\frac{1}{28}$b′:$\frac{1}{12}$a′: $\frac{1}{8}$b′:c	(4.12.$\bar{16}$.1)	(7.3. 9)

19. Reihe der Formen $mR3 = \pi mP\frac{4}{2}$.

oR	oP	∞a:∞b:∞a:∞b:∞a:∞b: c	(0.0. 0.1)	(1.1. 1)
$\frac{1}{4}R3$	$\pi\frac{4}{4}P\frac{4}{2}$	4a: b: $\frac{4}{3}$a: $\frac{4}{5}$b: 2a: 4b: c	(2.1. $\bar{3}$.4)	(3.1. 0)
$\frac{1}{3}R3$	$\pi P\frac{4}{2}$	3a: $\frac{3}{2}$b: a: $\frac{3}{5}$b: $\frac{3}{2}$a: 3b: c	(2.1. $\bar{3}$.3)	(8.2. $\bar{1}$)
$\frac{2}{5}R3$	$\pi\frac{4}{5}P\frac{4}{2}$	$\frac{5}{2}$a: $\frac{5}{3}$b: $\frac{5}{3}$a: $\frac{5}{4}$b: $\frac{5}{4}$a: $\frac{5}{2}$b: c	(4.2. $\bar{6}$.5)	(5.1. $\bar{1}$)
$\frac{1}{2}R3$	$\pi\frac{4}{2}P\frac{4}{2}$	2a: $\frac{1}{2}$b: $\frac{2}{3}$a: $\frac{2}{5}$b: a: 2b: c	(2.1. $\bar{3}$.2)	(7.1. $\bar{2}$)
$\frac{4}{8}R3$	$\pi\frac{4}{8}P\frac{4}{2}$	$\frac{8}{5}$a: $\frac{8}{5}$b:$\frac{8}{15}$a:$\frac{8}{25}$b: $\frac{4}{5}$a: $\frac{8}{5}$b: c	(10.5.$\bar{15}$.8)	(11.1. $\bar{4}$)
$\frac{4}{5}R3$	$\pi\frac{4}{5}P\frac{4}{2}$	$\frac{5}{4}$a:$\frac{5}{12}$b:$\frac{5}{12}$a: $\frac{1}{4}$b: $\frac{5}{8}$a: $\frac{5}{4}$b: c	(8.4.$\bar{12}$.5)	(25.1.$\bar{11}$)
R3	$\pi 3P\frac{4}{2}$	a: $\frac{1}{4}$b: $\frac{1}{3}$a: $\frac{1}{5}$b: $\frac{1}{2}$a: b: c	(2.1. $\bar{3}$.1)	(2.0. $\bar{1}$)
2R3	$\pi 6P\frac{4}{3}$	$\frac{1}{3}$a: $\frac{1}{5}$b: $\frac{1}{5}$a:$\frac{1}{10}$b: $\frac{1}{4}$a: $\frac{1}{2}$b: c	(4.2. $\bar{6}$.1)	(11.$\bar{1}$. 7)
$\frac{5}{2}R3$	$\pi\frac{4}{2}P\frac{4}{2}$	$\frac{2}{5}$a:$\frac{1}{10}$b:$\frac{2}{15}$a:$\frac{2}{25}$b: $\frac{1}{5}$a: $\frac{2}{5}$b: c	(10.5.$\bar{15}$.2)	(9.$\bar{1}$. 6)
∞R3	∞P$\frac{4}{2}$	3a: $\frac{3}{4}$b: a: $\frac{3}{5}$b: $\frac{3}{4}$a: 3b:∞c	(2.1. $\bar{3}$.0)	(5.$\bar{1}$. $\bar{4}$)

Digitized by Google

20. Reihe der Formen $-\mathrm{mR3} = -\pi\mathrm{mP}\frac{8}{3}$.

Naumann rhomboëdr.	Naumann hexagonal	Weiss	Bravais	Miller
oR	oP	∞a : ∞b : ∞a : ∞b : ∞a : ∞b : c	(0. 0. 0.1)	(1. 1. 1)
$-\frac{1}{4}$R3	$-\pi\frac{8}{3}\mathrm{P}\frac{8}{3}$	5a′: $\frac{5}{4}$b′: $\frac{5}{3}$a′: b′: $\frac{5}{2}$a′: 5b′: c	(1. 2. $\bar{3}$.5)	(3. 2. 0)
$-\frac{3}{8}$R3	$-\pi\frac{8}{3}\mathrm{P}\frac{8}{3}$	$\frac{8}{3}$a′: $\frac{8}{3}$b′: $\frac{8}{5}$a′: $\frac{8}{15}$b′: $\frac{4}{3}$a′: $\frac{8}{3}$b′: c	(3. 6. $\bar{9}$.8)	(20.11. 7)
$-\frac{1}{2}$R3	$-\pi\frac{8}{3}\mathrm{P}\frac{8}{3}$	2a′: $\frac{1}{2}$b′: $\frac{4}{3}$a′: $\frac{4}{5}$b′: a′: 2b′: c	(1. 2. $\bar{3}$.2)	(2. 1. $\bar{1}$)
$-\frac{5}{8}$R3	$-\pi\frac{8}{5}\mathrm{P}\frac{8}{3}$	$\frac{8}{5}$a′: $\frac{8}{5}$b′: $\frac{8}{15}$a′: $\frac{8}{25}$b′: $\frac{4}{5}$a′: $\frac{8}{5}$b′: c	(5.10.$\bar{15}$.8)	(28.13.$\bar{17}$)
$-\frac{4}{5}$R3	$-\pi\frac{8}{5}\mathrm{P}\frac{8}{3}$	$\frac{4}{5}$a′: $\frac{4}{10}$b′: $\frac{4}{12}$a′: $\frac{1}{4}$b′: $\frac{4}{5}$a′: $\frac{4}{5}$b′: c	(4. 8.$\bar{12}$.5)	(7. 3. 5)
-2R3	$-\pi 6\mathrm{P}\frac{8}{3}$	$\frac{1}{2}$a′: $\frac{1}{6}$b′: $\frac{1}{6}$a′: $\frac{1}{10}$b′: $\frac{1}{4}$a′: $\frac{1}{2}$b′: c	(2. 4. $\bar{6}$.1)	(3. 1. 3)
∞R3	∞P$\frac{8}{3}$	3a′: $\frac{3}{4}$b′: a′: $\frac{3}{5}$b′: $\frac{3}{2}$a′: 3b′: ∞c	(2. 1. $\bar{3}$.0)	(5. 1. 4)

21. Reihe der Formen $\mathrm{mR4} = \pi\mathrm{mP}\frac{8}{5}$.

oR	oP	∞a : ∞b : ∞a : ∞b : ∞a : ∞b : c	(0.0.0. 1)	(1.1.1)
$\frac{2}{11}$R4	$\pi\frac{8}{11}\mathrm{P}\frac{8}{5}$	$\frac{1}{8}$a: b: $\frac{1}{8}$a: $\frac{1}{18}$b: $\frac{1}{5}$a: $\frac{1}{2}$b: c	(5.3.$\bar{8}$.11)	(8.3.0)
$\frac{1}{4}$R4	$\pi\mathrm{P}\frac{8}{5}$	$\frac{8}{3}$a: $\frac{8}{11}$b: a: $\frac{8}{18}$b: $\frac{8}{5}$a: 4b: c	(5.3.$\bar{8}$. 8)	(7.2.$\bar{1}$)
$\frac{2}{5}$R4	$\pi\frac{8}{5}\mathrm{P}\frac{8}{5}$	$\frac{4}{3}$a: $\frac{4}{11}$b: $\frac{4}{8}$a: $\frac{4}{18}$b: a: $\frac{4}{2}$b: c	(5.3.$\bar{8}$. 5)	(6.1.$\bar{2}$)
R4	$\pi 4\mathrm{P}\frac{8}{5}$	$\frac{3}{3}$a: $\frac{3}{11}$b: $\frac{1}{4}$a: $\frac{3}{18}$b: $\frac{3}{5}$a: b: c	(5.3.$\bar{8}$. 2)	(5.0.$\bar{3}$)

22. Reihe der Formen $\mathrm{mR5} = \pi\mathrm{mP}\frac{8}{3}$.

oR	oP	∞a : ∞b : ∞a : ∞b : ∞a : ∞b : c	(0.0.0.1)	(1.1.1)
$\frac{1}{7}$R5	$\pi\frac{8}{7}\mathrm{P}\frac{8}{3}$	$\frac{7}{3}$a: b: $\frac{7}{5}$a: $\frac{7}{8}$b: $\frac{7}{3}$a: 7b: c	(3.2.$\bar{5}$.7)	(5.2.0)
$\frac{1}{5}$R5	$\pi\mathrm{P}\frac{8}{3}$	$\frac{5}{3}$a: $\frac{5}{7}$b: a: $\frac{5}{8}$b: $\frac{5}{3}$a: 5b: c	(3.2.$\bar{5}$.5)	(13.4.$\bar{2}$)
$\frac{1}{4}$R5	$\pi\frac{8}{4}\mathrm{P}\frac{8}{3}$	2a: $\frac{4}{7}$b: $\frac{4}{5}$a: $\frac{4}{8}$b: $\frac{4}{3}$a: 4b: c	(3.2.$\bar{5}$.4)	(4.1.$\bar{1}$)
R5	$\pi 5\mathrm{P}\frac{8}{3}$	$\frac{1}{2}$a: $\frac{1}{7}$b: $\frac{1}{5}$a: $\frac{1}{8}$b: $\frac{1}{3}$a: b: c	(3.2.$\bar{5}$.1)	(3.0.$\bar{2}$)

23. Formen, welche nicht in den vorhergehenden Zonen liegen.

$\frac{5}{14}$R$\frac{9}{5}$	$\pi\frac{12}{7}\mathrm{P}\frac{12}{13}$	2a : $\frac{12}{18}$b : $\frac{12}{13}$a : $\frac{12}{31}$b : $\frac{7}{6}$a : $\frac{1}{5}$b : c	(12. 7.$\bar{19}$.14)	(15.3. $\bar{4}$)
$\frac{3}{8}$R$\frac{8}{3}$	$\pi\frac{6}{5}\mathrm{P}\frac{16}{11}$	$\frac{8}{3}$a : $\frac{8}{9}$b : $\frac{8}{16}$a : $\frac{8}{33}$b : $\frac{8}{11}$a : $\frac{8}{3}$b : c	(11. 5.$\bar{16}$. 9)	(12.1. $\bar{4}$)
$-\frac{3}{7}$R4	$-\pi\frac{8}{3}\mathrm{P}\frac{8}{5}$	$\frac{7}{3}$a′: $\frac{7}{11}$b′: $\frac{7}{8}$a′: $\frac{7}{18}$b′: $\frac{7}{5}$a′: $\frac{7}{2}$b′: c	(3. 5. $\bar{8}$. 7)	(6.3. $\bar{2}$)
$-\frac{1}{3}$R$\frac{1}{8}$	$-\pi\frac{1}{8}\mathrm{P}\frac{1}{7}$	$\frac{8}{3}$a′: $\frac{8}{9}$b′: $\frac{8}{11}$a′: $\frac{8}{3}$b′: $\frac{8}{7}$a′: 3b′: c	(4. 7.$\bar{11}$. 9)	(8.4. $\bar{3}$)
$-\frac{5}{4}$R$\frac{1}{5}$	$-\pi 3\mathrm{P}\frac{11}{17}$	$\frac{8}{7}$a′: $\frac{8}{31}$b′: $\frac{4}{3}$a′: $\frac{8}{41}$b′: $\frac{8}{17}$a′: $\frac{4}{5}$b′: c	(7.17.$\bar{24}$. 8)	(13.6.$\bar{11}$)

24. Nicht genügend sicher festgestellte Formen (s. später).

Die Pyramide II. Ordnung liegt in der Polkantenzone von P(+R, −R); sie ist eine der Grenzformen; die beiden Skalenoëder liegen in der Diagonalzone von R.

2P2	2P2	a : $\frac{1}{3}$b : $\frac{1}{2}$a : $\frac{1}{3}$b : a : ∞b : c	(1. 1. $\bar{2}$.1)	(4.1.$\bar{2}$)
$-\frac{1}{4}$R5	$-\pi\frac{10}{7}\mathrm{P}\frac{5}{3}$	$\frac{7}{4}$a′: $\frac{7}{2}$b′: $\frac{7}{10}$a′: $\frac{7}{16}$b′: $\frac{7}{6}$a′: $\frac{7}{3}$b′: c	(4. 6.$\bar{10}$.7)	(7.3.$\bar{3}$)
-2R$\frac{2}{5}$	$-\pi\frac{5}{5}\mathrm{P}\frac{2}{7}$	$\frac{5}{4}$a′: $\frac{5}{12}$b′: $\frac{5}{18}$a′: $\frac{5}{32}$b′: $\frac{5}{14}$a′: $\frac{1}{2}$b′: c	(4.14.$\bar{18}$.5)	(9.5.$\bar{9}$)

Im Anschluss an diese Übersicht gebe ich jetzt zur leichteren Orientirung für die Skalenoëder die in der Natur beobachteten Rhomboëder an, welche die Polkanten der ersteren abstumpfen oder

Digitized by Google

Positive Skalenoëder					Negative Skalenoëder				
Skalenoëder	scharfe Polkante		stumpfe Polkante		Skalenoëder	scharfe Polkante		stumpfe Polkante	
	abgestumpft	verhüllt	abgestumpft	verhüllt		abgestumpft	verhüllt	abgestumpft	verhüllt
$\frac{1}{7}R5$ (3.2.5.7)	$-\frac{1}{2}R$ (0.1.1.2)	R (1.0.1.1)	—	—	$-\frac{1}{10}R13$ (6.7.13.20)	—	—	$-\frac{1}{2}R$ (0.1.1.2)	R (1.0.1.1)
$\frac{2}{11}R4$ (5.3.8.11)	$-\frac{1}{2}R$ (0.1.1.2)	R (1.0.1.1)	—	—	$-\frac{1}{6}R3$ (1.2.3.5)	—	—	$-\frac{1}{2}R$ (0.1.1.2)	R (1.0.1.1)
$\frac{1}{5}R\frac{1}{3}$ (7.4.11.15)	$-\frac{1}{2}R$ (0.1.1.2)	R (1.0.1.1)	—	—	$-\frac{2}{7}R2$ (1.3.4.7)	—	—	$-\frac{1}{2}R$ (0.1.1.2)	R (1.0.1.1)
$\frac{1}{6}R7$ (4.3.7.5)	$-R$ (0.1.1.1)	—	—	—	$-\frac{1}{3}R\frac{4}{3}$ (1.4.5.9)	—	—	$-\frac{1}{2}R$ (0.1.1.2)	R (1.0.1.1)
$\frac{1}{2}R3$ (2.1.3.4)	$-\frac{1}{2}R$ (0.1.1.2)	R (1.0.1.1)	$\frac{5}{3}R$ (5.0.5.8)	$-\frac{5}{4}R$ (0.5.5.4)	$-\frac{1}{3}R\frac{1}{3}$ (4.7.11.9)	$\frac{5}{6}R$ (5.0.5.6)	—	$-R$ (0.1.1.1)	—
$\frac{1}{4}R5$ (3.2.5.4)	—	—	R (1.0.1.1)	$-2R$ (0.2.2.1)	$-\frac{3}{5}R3$ (3.6.9.8)	$\frac{3}{4}R$ (3.0.3.4)	$-\frac{3}{2}R$ (0.3.3.2)	—	—
$\frac{1}{2}R7$ (4.3.7.4)	$-\frac{5}{4}R$ (0.5.5.4)	$\frac{5}{3}R$ (5.0.5.2)	—	—	$-\frac{1}{2}R\frac{1}{5}$ (3.8.11.10)	$\frac{7}{10}R$ (7.0.7.10)	—	—	—
$\frac{4}{13}R\frac{4}{3}$ (7.3.10.13)	$-\frac{1}{2}R$ (0.1.1.2)	R (1.0.1.1)	—	—	$-\frac{1}{2}R3$ (1.2.3.2)	R (1.0.1.1)	$-2R$ (0.2.2.1)	$-\frac{5}{4}R$ (0.5.5.4)	$\frac{5}{3}R$ (5.0.5.2)
$\frac{1}{3}R3$ (2.1.3.3)	—	—	$\frac{5}{3}R$ (5.0.5.6)	—	$-\frac{4}{5}R3$ (4.8.12.5)	—	—	$-2R$ (0.2.2.1)	$4R$ (4.0.4.1)
$\frac{2}{5}R2$ (3.1.4.5)	$-\frac{1}{2}R$ (0.1.1.2)	R (1.0.1.1)	$\frac{7}{10}R$ (7.0.7.10)	—	$-R\frac{7}{3}$ (2.5.7.3)	—	—	$-2R$ (0.2.2.1)	$4R$ (4.0.4.1)
$\frac{2}{5}R3$ (4.2.6.5)	—	—	R (1.0.1.1)	$-2R$ (0.2.2.1)	$-2R\frac{2}{3}$ (1.5.6.2)	—	$-\frac{1}{3}R$ (0.7.7.2)	—	—

Digitized by Google

$\frac{1}{3}R3$ (2.1.3.2)	$-R$ (0.1.$\bar{1}$ 1)	—	—	—
$\frac{1}{3}R\cup_{4}$ (7.4.$\bar{11}$.6)	$-\frac{5}{4}R$ (0.5.$\bar{5}$.4)	$\frac{5}{3}R$ (5.0.$\bar{5}$.2)	—	—
$\frac{4}{3}R\frac{8}{3}$ (5.1.$\bar{6}$.7)	$-\frac{1}{3}R$ (0.1.$\bar{1}$.2)	R (1.0.$\bar{1}$.1)	—	—
$\frac{5}{3}R3$ (10.5.$\bar{15}$.8)	$-\frac{5}{4}R$ (0.5.$\bar{5}$.4)	$\frac{5}{3}R$ (5.0.$\bar{5}$.2)	—	—
$R\frac{4}{3}$ (4.1.$\bar{5}$.3)	$-R$ (0.1.$\bar{1}$.1)	—	—	—
$R3$ (2.1.$\bar{3}$.1)	$-2R$ (0.2.$\bar{2}$.1)	$4R$ (4.0.$\bar{4}$.1)	$\frac{5}{4}R$ (5.0.$\bar{5}$.2)	$-\frac{5}{4}R$ (0.5.$\bar{5}$.4)
$R5$ (3.2.$\bar{5}$.1)	$-\frac{7}{4}R$ (0.7.$\bar{7}$.2)	—	$4R$ (4.0.$\bar{4}$.1)	—
$R7$ (4.3.$\bar{7}$.1)	$-5R$ (0.5.$\bar{5}$.1)	—	—	—
$\cup_{8}R\frac{17}{11}$ (14.3.$\bar{17}$.8)	$-\frac{5}{4}R$ (0.5.$\bar{5}$.4)	$\frac{5}{3}R$ (5.0.$\bar{5}$.2)	—	—
$2R2$ (3.1.$\bar{4}$.1)	—	$5R$ (5.0.$\bar{5}$.1)	—	—
$2R3$ (4.2.$\bar{6}$.1)	—	$8R$ (8.0.$\bar{8}$.1)	$5R$ (5.0.$\bar{5}$.1)	—
$\cup_{5}R\frac{23}{11}$ (17.6.$\bar{23}$.5)	—	—	$4R$ (4.0.$\bar{4}$.1)	—
$\frac{5}{3}R\frac{9}{4}$ (7.2.$\bar{9}$.2)	—	—	$4R$ (4.0.$\bar{4}$.1)	—
$\frac{5}{3}R3$ (10.5.$\bar{15}$.2)	$-5R$ (0.5.$\bar{5}$.1)	—	—	—

$-2R2$ (1.3.$\bar{4}$.1)	$\frac{5}{4}R$ (5.0.$\bar{5}$.2)	$-5R$ (0.5.$\bar{5}$.1)	$-\frac{7}{3}R$ (0.7.$\bar{7}$.2)	—
$-2R\frac{7}{3}$ (4.10.$\bar{14}$.3)	—	—	—	$8R$ (8.0.$\bar{8}$.1)
$-2R3$ (2.4.$\bar{6}$.1)	$4R$ (4.0.$\bar{4}$.1)	—	$-5R$ (0.5.$\bar{5}$.1)	—
$-\frac{5}{3}R\frac{8}{5}$ (2.7.$\bar{9}$.2)	—	—	—	$8R$ (8.0.$\bar{8}$.1)
$-\frac{7}{3}R\cup_{7}$ (2.9.$\bar{11}$.2)	—	—	$-5R$ (0.5.$\bar{5}$.1)	—
$-5R\frac{7}{5}$ (1.6.7.1)	$4R$ (4.0.$\bar{4}$.1)	—	-	—
$-5R\cup_{5}$ (3.8.$\bar{11}$.1)	—	$-14R$ (0.14.$\bar{14}$.1)	—	—
$-8R2$ (4.12.$\bar{16}$.1)	—	—	$-14R$ (0.14.$\bar{14}$.1)	—

Noch nicht mit genügender Sicherheit festgestellte Form.

$-\frac{5}{7}R5$ (4.6.$\bar{10}$.7)	R (1.0.$\bar{1}$.1)	$-2R$ (0.2.$\bar{2}$.1)	—	—

Digitized by Google

in ihnen verhüllt liegen. Formeln, mit Hülfe deren sich überhaupt die durch ein Skalenoëder bedingten Rhomboëder mit Leichtigkeit ableiten lassen, finden sich in KLEIN Krystallberechnung p. 331. Die Skalenoëder sind nach der Höhe der Coëfficienten von mRn geordnet, und zwar zunächst nach der Höhe der m-Coëfficienten und alsdann innerhalb der Gruppen mit gleichem m-Werth, nach der Höhe des n-Werthes. (Tabelle, vergl. p. 56 u. 57.)

c. Specielle Übersicht der Formen.

α. Einleitende Bemerkungen.

Die grosse Mehrzahl der Formen des Rothgültigerzes wurde bestimmt von HAÜY, MOHS, LÉVY und SELLA. Bis zum Erscheinen von SELLA's Übersicht waren 41 Formen beobachtet worden, von denen SELLA 35 aufführt; in seinem Quadro finden sich 49 neue Formen, so dass von ihm die Zahl der Formen ganz beträchtlich vermehrt worden ist. Seit dem Erscheinen von SELLA's Quadro bis auf die Jetztzeit sind 18 weitere Formen am Rothgültigerz bestimmt worden, so dass die Gesammtzahl auf 108 (s. Nachtrag) gestiegen ist.

Ehe ich auf die einzelnen sicher bestimmten Formen näher eingehe, mögen noch einige Bemerkungen über solche Platz finden, deren Zeichen nicht mit Sicherheit feststeht.

Rothgültigerzkrystall, von PHILLIPS beschrieben.

Zunächst möchte ich einen Krystall einer genaueren Besprechung unterwerfen, von dem PHILLIPS in seinem Buche „An elementary introduction to the knowledge of mineralogy. London 1823" eine Abbildung gegeben hat. Es handelt sich hier um ein wahres Prachtexemplar von einem Krystall, den formenreichsten, dessen ich in der Literatur Erwähnung gefunden habe. Es finden sich an ihm nicht weniger als 19 Formen: ausser der Grundform und dem Prisma zweiter Ordnung noch ein positives Rhomboëder, ein negatives Rhomboëder, 14 Skalenoëder, von denen 4 in der Polkantenzone von R (1 . 0 . Ī . 1) liegen, und ein ditrigonales Prisma.

An diesem Krystall hat PHILLIPS kreuz und quer Messungen angestellt, leider jedoch so, dass sich ein grosser Theil der Formen nicht berechnen lässt, weil nicht die nöthige Anzahl von Daten zu ihrer Ableitung gegeben ist. Er hat nur die

Digitized by Google

Resultate seiner Messungen mitgetheilt; die Formen, welche aus den gemessenen Winkeln resultiren, hat weder er selbst, noch seit ihm Jemand berechnet. Bei den nun folgenden Angaben vergleiche man die oben citirte Abbildung.

Den Winkel des Stammrhomboëders giebt PHILLIPS zu 108° 30′; daraus leitet sich ab: c = 0,7915024.

Aus den PHILLIPS'schen Angaben habe ich mit Sicherheit nur die folgenden Formen ableiten können:

P = R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1)

o = ∞P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 0)

b = $\frac{1}{4}$R (3 . 0 . $\bar{3}$. 4), berechnet aus dem Winkel P : b = 172° als 0,7499 R.

d1 = $\frac{1}{4}$R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 4), berechnet aus folgenden Daten:

1) d1 liegt in der Polkantenzone von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1);

2) P : d1 = 164° 15′.

Es berechnet sich hieraus 3m von πmPn = 2,2563 = $\frac{9}{4}$, m = $\frac{3}{4}$; aus diesem Werth von m und dem allgemeinen Zeichen πmP$\frac{m}{2m-1}$ leitet sich ab n = $\frac{3}{5}$.

Das primäre NAUMANN'sche Zeichen ist also $\pi\frac{3}{4}$P$\frac{3}{5}$.

d2 = $\frac{1}{3}$R2 (3 . 1 . $\bar{4}$. 5) berechnet sich aus folgenden Daten:

1) Y = 164° 50′

2) X = 132° 55′

daraus ergeben sich die Coëfficienten von πmPn:

n = 1,3304 = $\frac{4}{3}$

m = 0,7982 = $\frac{4}{5}$, woraus das Zeichen $\pi\frac{4}{5}$P$\frac{4}{3}$ folgt.

Auch noch auf andere Weise lässt sich die Form d2 bestimmen, nämlich aus folgenden Angaben:

1) d2 liegt in der Polkantenzone von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1).

2) P : d2 = 167° 43′.

Es leiten sich folgende Coëfficienten von πmPn ab:

m = 0,8010 = $\frac{4}{5}$

und aus dem allgemeinen Zeichen πmP$\frac{m}{2m-1}$, n = $\frac{4}{3}$;

wir haben demnach wieder die Form $\pi\frac{4}{5}$P$\frac{4}{3}$.

Für die nun folgenden Formen berechnen sich Werthe, die nicht ganz unzweideutig sind und zum grossen Theil neue Formen mit nicht ganz einfachen Zeichen ergeben würden. Ich habe aus diesem Grunde und da ich den Grad der Genauigkeit der Messungen nicht beurtheilen kann, insofern alle Angaben über die Beschaffenheit der zur Messung verwandten Flächen fehlen, davon absehen müssen, aus den Angaben sicher festgestellte Formen abzuleiten. Ich gebe im Folgenden die von PHILLIPS angeführten Daten und die Coëfficienten von πmPn, welche sich aus denselben ableiten.

Digitized by Google

d5; gegeben $Y = 155^0$
$X = 125^0$.

Es leitet sich ab: $m = 1{,}1882$
$n = 1{,}4687$;

vielleicht ist diese Form das schon beobachtete $\pi\frac{6}{5}P\frac{3}{2} = \frac{2}{5}R3\,(4\,.\,2\,.\,\bar{6}\,.\,5)$

i4; gegeben $P : i4 = 141^0\,50'$
$i4 : i4 = 134^0\,40'$

Es berechnet sich $m = 4{,}7676$
$n = 1{,}6695$.

Diese Form ist wahrscheinlich $\pi 5P\frac{5}{3} = R5\,(3\,.\,2\,.\,\bar{5}\,.\,1)$

l3; gegeben $P : l3 = 163^0$
$l3 : l3 = 153^0\,17'$; daraus
$m = 1{,}7034$
$n = 1{,}4143$;

die Formen, welche sich aus diesen Zeichen ableiten, liegen nahe an $\pi\frac{5}{3}\,P\frac{10}{7} = \frac{2}{3}\,R\frac{5}{2}\,(7\,.\,3\,.\,\overline{10}\,.\,6)$.

Es berechnet sich für diese Form unter Zugrundelegung des Phillips'schen Grundwinkels:
$Y = 152^0\,48'$
$R\,(1\,.\,0\,.\,\bar{1}\,.\,1) : \frac{2}{3}R\frac{5}{2}\,(7\,.\,3\,.\,\overline{10}\,.\,6) = 163^0\,14'$.

l4; gegeben $P : l4 = 158^0\,22'$
$l4 : l4 = 141^0\,20'$; daraus
$m = 1{,}7795$
$n = 1{,}6879$.

Es berechnen sich Formen, die nahe liegen an
$\pi\frac{5}{3}\,P\frac{5}{3} = \frac{1}{3}R5\,(3\,.\,2\,.\,\bar{5}\,.\,3)$.

Die Abweichungen der Winkel sind indess hier beträchtlicher. Es berechnen sich für $\frac{1}{3}R5\,(3\,.\,2\,.\,\bar{5}\,.\,3)$:
$Y = 142^0\,59'$
$R : \frac{1}{3}R5\,(3\,.\,2\,.\,\bar{5}\,.\,3) = 159^0\,49'$.

l2; gegeben $l2 : l3 = 179^0$
$l2 : l2 = 148^0\,32'$
$l3 : l3 = 153^0\,17'$, daraus
$m = 1{,}6237$
$n = 1{,}5312$;

vielleicht $\pi\frac{5}{3}P\frac{3}{2} = \frac{5}{9}R3\,(10\,.\,5\,.\,\overline{15}\,.\,9)$.

Die Abweichungen sind auch hier beträchtlich; es berechnet sich
$Y = 149^0\,33'\,19''$.

l1 liesse sich berechnen, wenn l2 bekannt wäre und zwar aus der Angabe
$l1 : l2 = 178^0\,50'$
und dem allgemeinen Zeichen, da l1 mit l2 und l3 in einer Zone zu liegen scheint.

d4 liegt in der Polkantenzone von $R\,(1\,.\,0\,.\,\bar{1}\,.\,1)$ und scheint in einer Zone zu liegen mit b und d5.

Digitized by Google

Für die Skalenoëder d3, l5, i1, i2, i3, wie für das negative Rhomboëder g und das ditrigonale Prisma f sind theils ungenügende, theils gar keine Angaben vorhanden; es lassen sich also ihre Zeichen nicht ableiten.

Lévy und Dufrénoy.

Nächst Sella ist es Lévy, der in seiner „Description d'une collection de minéraux etc." den grössten Beitrag zur krystallographischen Kenntniss des Rothgültigerzes geliefert hat. Leider ist dieses Werk, welches einzig in seiner Art ist, nur mit vorsichtiger Kritik zu verwenden, wegen der vielfachen Fehler, die in demselben vorkommen. Namentlich stimmen die Bezeichnungen im Text oft nicht mit den in den Figuren angebrachten überein; zuweilen sind auch in beiden falsche Bezeichnungen vorhanden. In manchen Fällen lässt sich jedoch aus Zonen das richtige Zeichen ableiten. Lévy's Arbeit ist hauptsächlich von Dufrénoy benutzt worden; in seinem „Traité de minéralogie" finden sich dieselben Figuren und Angaben wie bei Lévy mit denselben Fehlern wieder; es finden sich aber auch neue Fehler dort, wo bei Lévy richtige Angaben sind. An falschen Winkelangaben ist bei Dufrénoy kein Mangel. Über die Einzelheiten werde ich in der speziellen Übersicht berichten.

Dana und de Selle.

Dana führt in seinem „System of mineralogy" N. Y. 1869 die Formen des Rothgültigerzes, an der Zahl 84, nach Sella's Quadro auf. Dabei lässt er die Formen $\frac{2}{11}$R4 (5 . 3 . $\bar{8}$. 11), $\frac{1}{4}$R5 (3 . 2 . $\bar{5}$. 4) und $\frac{2}{3}$P2 (4 . 4 . $\bar{8}$. 3), die von Sella aufgeführt sind, unerwähnt und bringt statt dessen die Formen $\frac{1}{5}$R$\frac{7}{3}$ (10 . 7 . $\bar{17}$. 15), $\frac{2}{3}$R2 (3 . 1 . $\bar{4}$. 3) und $\frac{2}{3}$R2 (12 . 4 . $\bar{16}$. 3), die sich bei Sella nicht finden, so dass die Summe der Formen 84 bleibt. Die Formen $\frac{1}{20}$R13 (7 . 6 . $\bar{13}$. 20), $\frac{1}{5}$R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 5) und $\frac{1}{5}$R9 (5 . 4 . $\bar{9}$. 5) führt er, wenn auch hinter den negativen Formen, so doch ohne Vorzeichen, also als positive auf, während bei Sella die entsprechenden negativen Formen angegeben sind. Statt des bei Sella aufgeführten $\frac{5}{11}$R$\frac{9}{5}$ (12 . 7 . $\bar{19}$. 14) giebt er $\frac{5}{11}$R$\frac{2}{5}$ (7 . 2 . $\bar{9}$. 14). In Betreff der eben erwähnten Formen mit Ausnahme von $\frac{2}{3}$R2

Digitized by Google

(3 . 1 . $\bar{4}$. 3) gilt dasselbe, was von DANA gesagt ist, auch von DE SELLE; es finden sich bei ihm dieselben Fehler. Die in DE SELLE „Cours de minéralogie et de géologie" aufgeführten Zeichen dieser Formen sind die folgenden.

$b^{\frac{1}{3}}_{\frac{1}{1}}$	$d^{\frac{1}{5}}$	$d^{\frac{1}{17}}$	entsprechend	$\frac{5}{3}$R2	(12 . 4 . $\bar{16}$. 3)
$b^{\frac{1}{3}}$	$d^{\frac{1}{4}}$	$d^{\frac{1}{14}}$		$\frac{1}{3}$R$\frac{1}{7}$	(10 . 7 . $\bar{17}$. 5)
b^1	$b^{\frac{1}{3}}$	$b^{\frac{1}{10}}$		$\frac{5}{14}$R$\frac{2}{5}$	(7 . 2 . $\bar{9}$. 14)
b^1	$b^{\frac{1}{4}}$	$b^{\frac{1}{10}}$		$\frac{1}{5}$R3	(2 . 1 . $\bar{3}$. 5)
b^1	$b^{\frac{1}{13}}$	$b^{\frac{1}{40}}$		$\frac{1}{20}$R13	(7 . 6 . $\bar{13}$. 20)
$b^{\frac{1}{3}}$	$d^{\frac{1}{4}}$	$d^{\frac{1}{19}}$		$\frac{1}{5}$R9	(5 . 4 . $\bar{9}$. 5)

Es geht hieraus jedenfalls hervor, dass DE SELLE bei seiner Zusammenstellung DANA's „System of mineralogy" benutzte und nicht SELLA's Quadro. Einige andere bei SELLA erwähnte Formen finden sich bei DE SELLE nicht. Während DE SELLE die meisten Formen des Rothgültigerzes aufführt — er giebt im Ganzen 79 — auch solche mit complicirteren Ableitungscoëfficienten, finden sich bei ihm nicht die wichtigen Formen $\frac{2}{5}$R2 (3 . 1 . $\bar{4}$. 5) und $\frac{1}{4}$R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 4) (!), welche der Polkantenzone von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) angehören, und von denen die letztere zu den bei weitem am häufigsten vorkommenden gehört. Ich glaube daher die Formen 2P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 1), —2R$\frac{2}{3}$ (4 . 14 . $\bar{18}$. 5) und —$\frac{2}{7}$R5 (4 . 6 . $\bar{10}$. 7), welche allein in DE SELLE's „Cours de minéralogie etc." vorkommen, trotz ihrer einfachen Zeichen vor der Hand nicht zu den völlig sicher festgestellten Formen rechnen zu dürfen, da in DE SELLE's Werk weder eine Angabe des Autors, noch die zur Feststellung der Formen nöthigen Winkel gegeben, die Zeichen auch nicht aus Zonen zu ermitteln sind. Ich werde daher die unten stehenden Formen in einem Anhang zu den mit voller Sicherheit bestimmten anführen. DE SELLE's Zeichen dieser drei Formen sind

$d^{\frac{1}{3}}$	$d^{\frac{1}{2}}$	$b^{\frac{1}{4}}$	entsprechend	2P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 1)
$d^{\frac{1}{3}}$	$d^{\frac{1}{5}}$	$b^{\frac{1}{3}}$		—2R$\frac{2}{3}$ (4 . 14 . $\bar{18}$. 5)
$d^{\frac{1}{7}}$	$d^{\frac{1}{3}}$	$b^{\frac{1}{3}}$		—$\frac{2}{7}$R5 (4 . 6 . $\bar{10}$. 7)

β. Übersicht der einzelnen Formen.

In der folgenden Übersichtstabelle sind die Formen nach der Höhe der Coëfficienten von mRn geordnet, und zwar in aufsteigender Weise nach der Höhe des m-Werthes, und

Digitized by Google

innerhalb der Formen mit gleichem m nach der Höhe des n-Werthes, ebenfalls in aufsteigender Linie. Den Zeichen von NAUMANN (secundär) sind wie sonst auch die BRAVAIS'schen Zeichen an die Seite gestellt. Bei jeder einzelnen Form folgt zunächst der Name des Autors, der sie zuerst aufführt und das Zeichen, welches er für sie giebt; dann kommen sonstige Bemerkungen.

Basis.

oR (0 . 0 . 0 . 1). ROMÉ DE L'ISLE var. 8, ohne Bezeichnung, mit ∞P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 0) combinirt. HAÜY 1801 $\underset{1}{A}$, varr. 2 u. 3. LÉVY in 14 Comb. In Johanngeorgenstadt und bei Wolfach in Baden als alleinige Endbegrenzung der Säule ∞P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 0). DUFRÉNOY giebt den Combinationskantenwinkel zu R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) falsch an zu 171° 48′.

Positive Rhomboëder.

$\frac{1}{4}$R (1 . 0 . $\bar{1}$. 4) DE L'ISLE varr. 2, 3, 4, ohne Bezeichnung, stumpft in den betreffenden Figg. die Polkante von $-\frac{1}{2}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 2) ab.

HAÜY $\underset{2}{A}$, var. 12. LÉVY in 6 Comb. DUFRÉNOY giebt den Combinationskantenwinkel mit oR (0 . 0 . 0 . 1) falsch zu 157° 44′; die Neigung zu $\frac{1}{2}$R (1 . 0 . $\bar{1}$. 2) giebt er falsch an zu 177° 5′.

$\frac{1}{2}$R (1 . 0 . $\bar{1}$. 2) LÉVY var. 49. a^4, an einem Exemplar von Kurprinz bei Freiberg. Stumpft in der Fig. 34 die Polkanten von $-$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 1) = $e^{\frac{1}{2}}$ ab. Im Text steht $b^1 = -\frac{1}{2}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 2) statt $e^{\frac{1}{2}}$ und $a^2 = \frac{1}{4}$R (1 . 0 . $\bar{1}$. 4) statt a^4. Die in der Figur stehenden Bezeichnungen sind indess die richtigen, da $\frac{1}{4}$R (1 . 0 . $\bar{1}$. 4) stumpfer gezeichnet sein müsste. Man vergleiche LÉVY var. 33, Fig. 18, in der $\frac{1}{4}$R (1 . 0 . $\bar{1}$. 4) viel stumpfer gezeichnet ist.

$\frac{5}{8}$R (5 . 0 . $\bar{5}$. 8) SELLA Quadro No. 6.

$\frac{7}{10}$R (7 . 0 . $\bar{7}$. 10) SELLA Quadro No. 9.

$\frac{3}{4}$R (3 . 0 . $\bar{3}$. 4). Aus den Angaben am PHILLIPS'schen Krystall gerechnet, s. o. DUFRÉNOY a^{10}. Er giebt einmal fälschlich das Zeichen a^{40} für diese Form, aus dem angeführten Winkel P : a^{40} = 171° 48′ leitet sich indessen das richtige Zeichen a^{10} ab. Diese Form steht nicht in SELLA's Quadro. DUFRÉNOY giebt die Neigung zu ∞R (1 . 0 . $\bar{1}$. 0) falsch zu 129° 16′.

$\frac{5}{6}$R (5 . 0 . $\bar{5}$. 6) GROTH, Mineraliensammlung etc.

R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) ROMÉ DE L'ISLE pl. IV Fig. 106. HAÜY P in 6 Comb. LÉVY in 28 Comb. Kommt als alleinige Endbegrenzung vor zu Joachimsthal und Himmelsfürst bei Freiberg. Bei MILLER-BROOKE ist der Winkel R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) : oR (0 . 0 . 0 . 1) einmal beim Pyrargyrit verdruckt. Es soll dort stehen 42° 18′ statt 42° 48′. DUFRÉNOY giebt R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) : oR (0 . 0 . 0 . 1) falsch (s. o. bei oR [0 . 0 . 0 . 1]); desgl. giebt er den Winkel R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) : ∞P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 0) falsch zu 137° 48′ (Auflage vom Jahre 1856, während in der Auflage vom Jahre 1847 der richtige Winkel

Digitized by Google

= 125° 40′ angegeben ist). Dieselben Winkelfehler wie bei Dufrénoy finden sich bei Bombicci.

$\frac{5}{3}$R (5 . 0 . $\bar{5}$. 2) Lévy e^4, var. 54, Fig. 37, an einem Exemplar von Andreasberg. Dufrénoy giebt den Winkel oR (0 . 0 . 0 . 1) : $\frac{5}{3}$R (5 . 0 . $\bar{5}$. 2) falsch zu 118° 36′.

4R (4 . 0 . $\bar{4}$. 1) Haüy e^8, var. 6. Dufrénoy giebt in der Auflage vom Jahre 1847 einmal falsch das Zeichen e^6 statt e^8. Das dort angeführte Zeichen a^{19}, welches falsch ist, lässt sich aus dem angegebenen Winkel $a^1 : a^{19} = 104° 44'$ wohl nur auf die Form e^8 deuten. Das Zeichen a^{19} würde ergeben $\frac{6}{7}$R (6 . 0 . $\bar{6}$. 7); es verträgt sich nicht mit dem angegebenen Winkel.

5R (5 . 0 . $\bar{5}$. 1) Zippe 1859, am Pyrargyrit.

8R (8 . 0 . $\bar{8}$. 1) Zippe 1859, am Pyrargyrit.

16R (16 . 0 . $\bar{16}$. 1) Diese Form findet sich in Frenzel's mineralogischem Lexicon für das Königreich Sachsen bei den Angaben am Pyrargyrit (s. Nachtrag).

Negative Rhomboëder.

$-\frac{1}{8}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 8) Sella Quadro No. 46.

$-\frac{1}{5}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 5) Lévy $a\frac{1}{5}$, var. 43, an einem Exemplar von Andreasberg.

$-\frac{5}{16}$R (0 . 5 . $\bar{5}$. 16) Zippe 1859, $\frac{5}{16}$R′ am Pyrargyrit.

$-\frac{1}{3}$R (0 . 2 $\bar{2}$. 5) Berechnet aus den Angaben von Haüy im Journal d'histoire naturelle No. 15. (1792). Die Polkante ist dort berechnet = 146° 26′ 33″. Man erhält daraus unter Zugrundelegung des Haüy'schen Grundwinkels von 109° 28′ den Werth m von $-$mR zu 0,39521 = 0,4 = $\frac{2}{5}$.

$-\frac{1}{2}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 2) Romé de l'Isle varr. 1—5; ohne Bezeichnung; die Polkante ist angegeben zu 137°. Haüy B in 7 Combinationen. Schroeder führt den Winkel $-\frac{1}{2}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 2) : ∞P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 0) falsch zu 90° an.

$-$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 1) Lévy $e\frac{1}{2}$, var. 49. In der Figur sind die Polkanten durch $a^4 = \frac{1}{2}$R (1 . 0 . $\bar{1}$. 2) abgestumpft. Im Text stehen statt der beiden eben erwähnten Formen die Zeichen $b^1 = -\frac{1}{2}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 2) und $a^2 = \frac{1}{4}$R (1 . 0 . $\bar{1}$. 4). Der Zeichnung nach zu urtheilen sind die in der Figur angegebenen Zeichen die richtigen. Vgl. oben die Bemerkungen bei $\frac{1}{2}$R (1 . 0 . $\bar{1}$. 2).

$-\frac{5}{4}$R (0 . 5 . $\bar{5}$. 4) Zippe 1859, $\frac{5}{4}$R′, am Pyrargyrit.

$-\frac{3}{2}$R (0 . 3 . $\bar{3}$. 2) Naumann 1828, am Proustit. Diese Form scheint dem Proustit besonders eigen zu sein. Sie steht dem Würfel in ihren Dimensionen sehr nahe. Mohs (1839) führt diese Form mit dem Buchstaben x bezeichnet auf. Hartmann, der in seinem Lehrbuch die von Mohs bestimmten Formen aufführt, giebt x falsch als a : a : ∞a : $\frac{1}{2}$c, welches Zeichen dem Naumann'schen $\frac{1}{2}$R (4 . 0 . $\bar{4}$. 3) entspricht. Letztere Form ist nicht beobachtet worden.

$-$2R (0 . 2 . $\bar{2}$. 1) Haüy 'E', var. 13.

Digitized by Google

$-\frac{1}{2}$R (0 . 7 . 7 . 2) Sella Quadro No. 78.

-5R (0 . 5 . $\bar{5}$. 1) Lévy $e^{\frac{3}{4}}$, var. 44, Fig. 28. Im Text steht $e^{\frac{1}{4}} = -$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 1). Das erstere Zeichen scheint nach der Zeichnung zu urtheilen das richtige zu sein. Miller giebt bei -5R (0 . 5 . $\bar{5}$. 1) falsche Winkel. Er führt auf (Normalenwinkel) -5R (0 . 5 . $\bar{5}$. 1) : oR (0 . 0 . 0 . 1) = 82° 11′ statt 77° 34′ 51″. Polkante von -5R (0 . 5 . $\bar{5}$. 1) = 118° 11′ statt 115° 30′ 26″. In Dufrénoy's Fig. 559 falsch gegeben als $e^{\frac{3}{4}}$.

-14R (0 . 14 . $\overline{14}$. 1) Lévy $e^{\frac{3}{2}}$. An einem Exemplar von Andreasberg var. 55; trägt in der Figur keine Bezeichnung.

Prismen.

∞P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 0) Romé de l'Isle varr. 1—10. Haüy $\overset{1}{D}$ in 10 Comb. Die häufigste Form am Rothgültigerz. Dufrénoy giebt den Combinationswinkel zu R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) falsch, s. darüber die Bemerkung bei R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1).

∞R (1 . 0 . $\bar{1}$. 0) Romé de l'Isle var. 3, mit der Hälfte der Flächen ausgebildet, vollflächig in varr. 4 und 5. Haüy $\overset{2}{e}$ in 2 Comb.

∞R$\frac{3}{2}$ (25 . 1 . $\overline{26}$. 0) Sella Quadro No. 94.

∞R$\frac{5}{3}$ (4 . 1 . $\bar{5}$. 0) Sella Quadro No. 96.

∞R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 0) Sella Quadro No. 99.

Pyramiden II. Ordnung.

$\frac{3}{2}$P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 3) Lévy b^2, varr. 32 u. 35.

$\frac{4}{3}$P2 (2 . 2 . $\bar{4}$. 3) Haüy $^3E^3$, var. 9. Bei Hausmann steht verdruckt $BC^{\frac{3}{4}}$, was keinen Sinn giebt, statt $BA^{\frac{3}{4}}$, aus dem die obige Form folgt.

$\frac{8}{3}$P2 (4 . 4 . $\bar{8}$. 3) Haüy $^{\frac{4}{3}}E^{\frac{8}{3}}D^3B^1$, var. 9.

$\frac{1}{4}\Psi$P2 (11 . 11 . $\overline{22}$. 8) Hausmann $BA^{\frac{4}{11}}$. Statt dieses Zeichens befindet sich bei Hausmann der Druckfehler $BC^{\frac{4}{11}}$. Letzteres Zeichen entspricht überhaupt keiner Form. Die Form ist nur zu deuten wie oben. In Sella's Quadro nicht aufgeführt.

Positive Skalenoëder.

$\frac{1}{7}$R5 (3 . 2 . $\bar{5}$. 7) Sella Quadro No. 113.

$\frac{2}{11}$R4 (5 . 3 . $\bar{8}$. 11) Sella Quadro No. 114.

$\frac{1}{8}$RΨ (7 . 4 . $\overline{11}$. 15) G. vom Rath in Pogg. Ann. Bd. 158 pg. 422 ff. (1876). In dieser Abhandlung sind die Polkantenwinkel von $\frac{1}{8}$RΨ (7 . 4 . $\overline{11}$. 15) und $\frac{1}{4}$R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 4) vertauscht. S. die nächste Form.

$\frac{1}{5}$R5 (3 . 2 . $\bar{5}$. 5). Berechnet aus den Angaben Haüy's im Journal d'histoire naturelle No. 18 (1792). Aus den dortigen Winkelangaben

$$Y = 151° 55′ 32″$$
$$X = 137° 19′ 54″$$

leitet sich ab: π 0.9882 P 1.6667, was die obige Form πP$\frac{5}{3}$ ergiebt. G. vom Rath erwähnt in seiner oben citirten Abhandlung diese Form am Rothgültigerz von Andreasberg. Er führt an, dass die beobachteten Winkel von den berechneten um etwa 1° 50′ abweichen, und

Digitized by Google

dass den gemessenen Winkeln kein Skalenoëder mit rationalen Zeichen entspricht. Ich möchte dem die folgende Überlegung entgegenstellen. Aus den von G. VOM RATH angeführten Messungen für die Form, die er mit dem Buchstaben μ bezeichnet

$$Y = 153^0\ 12'$$
$$X = 134^0\ 34'$$

berechnen sich unter Zugrundelegung des VOM RATH'schen Axenverhältnisses (c = 0.790328) die Coëfficienten von πmPn zu:

$$m = 1.0011 = 1$$
$$n = 1.6001 = \tfrac{8}{5},$$

daraus ergiebt sich das Zeichen $\pi P\frac{8}{5} = \frac{1}{4}R4\ (5\,.\,3\,.\,\bar{8}\,.\,8)$ mit vollständiger Sicherheit. Das Zeichen von μ als sicher angenommen, bestimmt sich λ zu $\pi\frac{4}{3}P\frac{4}{3} = \frac{1}{4}R3\ (2\,.\,1\,.\,\bar{3}\,.\,4)$ und zwar aus den Zonen $R\ (1\,.\,0\,.\,\bar{1}\,.\,1) : -\frac{1}{4}R\ (0\,.\,1\,.\,\bar{1}\,.\,2)$ und $\infty P2\ (1\,.\,1\,.\,\bar{2}\,.\,0) : \frac{1}{4}R4\ (5\,.\,3\,.\,\bar{8}\,.\,8)$. Der Schnitt ersterer Flächen erfolgt auf $\frac{b}{\bar{1}}$, der der beiden andern auf $\frac{b''}{\frac{1}{4}}$, daher ist

$$\nu + \mu = 1$$
$$\nu - 2\mu = \tfrac{1}{4},$$

also $\mu = \frac{1}{4}$, $\nu = \frac{3}{4}$, $\nu - \mu = \frac{1}{2}$. Diess ergiebt für $\pi\nu P\frac{\nu}{\nu-\mu}$ das Zeichen $\pi\frac{3}{4}P\frac{3}{2} = \frac{1}{4}R3\ (2\,.\,1\,.\,3\,.\,4)$. Endlich ergiebt sich die Fläche ν als $\frac{3}{2}P\frac{3}{7} = \frac{1}{4}R6\ (7\,.\,5\,.\,\bar{12}\,.\,8)$, und zwar aus der Zone der Mittelkanten von $\frac{1}{4}R\ (1\,.\,0\,.\,\bar{1}\,.\,4)$ und dem gemessenen Winkel Y des Skalenoëders $= 143^0\ 0'$. Vergleicht man diese Daten mit den Angaben G. VOM RATH's, so heissen bei demselben

	λ ,	μ ,	ν
	$\frac{1}{5}R\frac{1}{3}$	$\frac{1}{5}R5$	$\frac{1}{5}R7$
anstatt	$\frac{1}{4}R3$	$\frac{1}{4}R4$	$\frac{1}{4}R6$

Zudem sind die Winkel von $\frac{1}{4}R3\ (2\,.\,1\,.\,\bar{3}\,.\,4)$ mit denen von $\frac{1}{5}R\frac{1}{3}$ $(7\,.\,4\,.\,\bar{11}\,.\,15)$ vertauscht. Durch diese Vertauschung erklärt es sich, dass an Stelle von $\frac{1}{4}R3\ (2\,.\,1\,.\,\bar{3}\,.\,4)$ das Skalenoëder $\frac{1}{5}R\frac{1}{3}\ (7\,.\,4\,.\,\bar{11}\,.\,15)$ genommen und darauf dann die übrigen Bestimmungen gegründet wurden. Das Skalenoëder $\frac{1}{5}R\frac{1}{3}\ (7\,.\,4\,.\,\bar{11}\,.\,15)$ kommt indessen unabhängig davon auch vor, denn die Winkel bei G. VOM RATH pg. 424 oben

$$X = 143^0\ 20',\ Y = 158^0\ 37'$$

passen auf $\frac{1}{5}R\frac{1}{3}\ (7\,.\,4\,.\,\bar{11}\,.\,15)$ und nicht auf $\frac{1}{4}R3\ (2\,.\,1\,.\,\bar{3}\,.\,4)$. Von den Skalenoëdern sind neu $\frac{1}{5}R\frac{1}{3}\ (7\,.\,4\,.\,\bar{11}\,.\,15)$ und $\frac{1}{4}R6^*\ (7\,.\,5\,.\,\bar{12}\,.\,8)$. $\frac{1}{5}R7\ (4\,.\,3\,.\,7\,.\,5)$ HAUSMANN $(FA\frac{1}{4}\,.\,GK\frac{1}{2})$. Nicht bei SELLA. S. die vor. Form.

---

* Der erwähnte Krystall befindet sich in der Sammlung des Herrn SELIGMANN in Koblenz. Durch die Güte dieses Herrn, der so freundlich war, den betreffenden Krystall an H. Prof. KLEIN zu senden, erhielt ich Gelegenheit, die Messungen G. VOM RATH's zu wiederholen. Meine Messungen stimmen mit denen VOM RATH's vollkommen überein.

Digitized by Google

$\frac{1}{4}$R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 4) Haüy B, varr. 5 u. 10. In Lévy Fig. 22, var. 37, steht auf einer Fläche dieser Form das falsche Zeichen b^2 statt b^3. In der Fig. 33, var. 48 sind die Combinationskanten von p = R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1), $b^3 = \frac{1}{4}$R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 4) und ∞P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 0) verzeichnet. Sie sind nicht parallel, wie sie sein sollten. In der Fig. 39, var. 55 steht einmal verdruckt d^2 statt b^3. Über G. vom Rath's Winkel s. die Bemerkungen bei $\frac{1}{5}$R5 (3 . 2 . $\bar{5}$. 5).

$\frac{1}{4}$R4 (5 . 3 . $\bar{8}$. 8) Sella Quadro No. 197. S. die Bemerkungen bei $\frac{1}{5}$R5 (3 . 2 . $\bar{5}$. 5).

$\frac{1}{4}$R5 (3 . 2 . $\bar{5}$. 4) Sella Quadro No. 150.

$\frac{1}{4}$R6 (7 . 5 . $\bar{12}$. 8) Rethwisch nach G. vom Rath. S. die Bemerkungen zu $\frac{1}{5}$R5 (3 . 2 . $\bar{5}$. 5).

$\frac{1}{4}$R7 (4 . 3 . 7 . 4) Miller (1852). z = (5 . 1 . $\bar{2}$).

$\frac{4}{15}$R$\frac{4}{3}$ (7 . 3 . $\bar{10}$. 13) Sella Quadro No. 116.

$\frac{5}{16}$R2 (15 . 5 . $\bar{20}$. 32). Berechnet aus Haüy's Angaben im Journal d'histoire naturelle No. 18 (1792). Aus den angegebenen Winkeln

$$Y = 167^0\ 28'\ 19''$$
$$X = 141^0\ 47'\ 12''$$

berechnen sich die Coëfficienten von πmPn:

$$m = 0{,}63233$$
$$n = 1{,}33332,$$

entsprechend den Werthen

$$m = \frac{5}{8}\ (= 0{,}625)\ \text{und}$$
$$n = \frac{4}{3};$$

die Form ist demnach $\pi\frac{5}{8}P\frac{4}{3}$, was den oben angeführten Zeichen entspricht. Da die oben angeführten Winkel von Haüy berechnet und die Rechnungen Haüy's sehr genau sind, trage ich kein Bedenken, trotz des etwas complicirten Zeichens, diese Form aufzustellen. Sie ist sonst noch nicht beobachtet worden.

$\frac{1}{3}$R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 3) Sella Quadro No. 198.

$\frac{1}{3}$R$\frac{7}{3}$ (10 . 7 . $\bar{17}$. 9) Sella Quadro No. 275.

$\frac{5}{14}$R$\frac{9}{5}$ (12 . 7 . $\bar{19}$. 14) Sella Quadro No. 270. Von Dana und von de Selle falsch aufgeführt, s. o.

$\frac{2}{5}$R2 (3 . 1 . $\bar{4}$. 5) Haüy B; var. 14. Lévy an 3 Exemplaren, von denen 2 von Andreasberg.[4]

$\frac{2}{5}$R3 (4 . 2 . $\bar{6}$. 5) Miller (1852), i = (5 . 1 . $\bar{1}$).

$\frac{2}{5}$R4 (5 . 3 . $\bar{8}$. 5) Sella Quadro No. 207.

$\frac{1}{2}$R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 2) Lévy $d^1 d\frac{1}{7} b\frac{1}{2}$, an 4 Exemplaren, von denen 3 von Andreasberg. In Fig. 26, var. 42 steht fälschlich das Zeichen $d^1 d\frac{1}{7} b\frac{1}{7}$. Derselbe Druckfehler findet sich im Text zu var. 43. Dass das erstere Zeichen das richtige ist, geht aus der Fig. 26 hervor, in der folgende Zonen zu bemerken: 1) $d^2 : d^1 d\frac{1}{7} b\frac{1}{2} : b^3$, 2) stumpft $e\frac{1}{2}$ die scharfen Polkanten von $d^1 d\frac{1}{7} b\frac{1}{2}$ ab. Daraus geht das richtige Zeichen hervor.

Digitized by Google

Bei Dufrénoy Fig. 561 findet sich das falsche Zeichen $d^1 d\frac{1}{2} b\frac{1}{2}$ für diese Form. In Fig. 562 findet sich das falsche Zeichen $d^1 d\frac{1}{2} b\frac{1}{2}$, welches $-2R2\ (1.3.\bar{4}.1)$ entsprechen würde. Die Combination und die Figur sind dieselben wie Lévy's var. 43 und Fig. 27, doch trägt Lévy's Fig. die richtige Bezeichnung.

$\frac{1}{2}R\frac{1}{2}$ $(7.4.\bar{11}.6)$ Sella Quadro No. 246. Diese Form scheint besonders häufig zu sein an dem neuen Vorkommen von Freiberg; s. Groth „Mineraliensammlung etc."

$\frac{1}{4}R\frac{1}{2}$ $(5.1.\bar{6}.7)$ Groth „Mineraliensammlung".

$\frac{1}{5}R\frac{1}{2}$ $(13.3.\bar{16}.16)$ Sella Quadro No. 199.

$\frac{1}{8}R\frac{1}{2}$ $(8.3.\bar{11}.8)$ Sella Quadro No. 205.

$\frac{1}{8}R3$ $(10.5.\bar{15}.8)$ Mohs 1824: $b = (\frac{1}{4}P{-}1)^8$. Hartmann führt in seinem schon früher erwähnten Werke b unter dem falschen Zeichen $a : \frac{1}{2}a : \frac{1}{4}a : c$ auf, welches keinen Sinn giebt.

$\frac{1}{8}R\frac{1}{2}$ $(11.5.\bar{16}.9)$ Sella Quadro No. 244.

$\frac{1}{8}R3$ $(8.4.\bar{12}.5)$ Zippe 1859, $\frac{1}{8}S3$, am Pyrargyrit.

$R\frac{1}{2}$ $(5.1.\bar{6}.4)$ Sella Quadro No. 127.

$R\frac{1}{3}$ $(4.1.\bar{5}.3)$ Lévy d^4, Fig. 38. Die Fig. ist im Text nicht erwähnt. Auch Sella Quadro No. 128.

R3 $(2.1.\bar{3}.1)$ Haüy $\overset{2}{D}$. Eine der häufigsten Formen. Lévy in 25 Comb. Mohs giebt die stumpfe Polkante falsch zu 149° 40′ (Leichtfassliche Anfangsgründe der Mineralogie 1839). Dieser Fehler ist getreulich von einer Reihe von Autoren übernommen worden. Blum führt ihn noch 1874 auf, nachdem er von dem Mohs'schen Grundwinkel von 108° 18′ zu dem Miller'schen von 108° 42′ übergegangen ist. Dufrénoy giebt die scharfe Polkante falsch zu 104° 2′ Delafosse giebt, ausser dem falschen Y-Winkel nach Mohs, auch die Neigung von $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0) : R3\ (2.1.\bar{3}.1)$ falsch zu 142° 45′. Bei Delafosse var. 6 ist im Text b^3 verdruckt statt d^2.

$R\frac{1}{2}$ $(9.5.\bar{14}.4)$ Sella Quadro No. 135.

R4 $(5.3.\bar{8}.2)$ Sella Quadro No. 138.

R5 $(3.2.\bar{5}.1)$ Wahrscheinlich schon von Phillips beobachtet. s. o. Mohs 1824: $(P)^6$. Bei Lévy sind die Zeichen $d\frac{5}{2} = R5\ (3.2.\bar{5}.1)$ und $d\frac{5}{3} = R7\ (4.3.7.1)$ im Text und den entsprechenden Figuren oft mit einander vertauscht, so dass sich in vielen Fällen das richtige Zeichen nicht entscheiden lässt. In den varr. 25, 30 und 33 und den dazu gehörenden Figuren steht fälschlich das Zeichen $d\frac{5}{3}$ statt $d\frac{5}{2}$; dass das letztere Zeichen das richtige ist, geht daraus hervor, dass die stumpfen Polkanten der Form durch $e^8 = 4R\ (4.0.\bar{4}.1)$ abgestumpft werden, was für $d\frac{5}{3}$ nicht gilt. Die var. 25 und die entsprechende Figur sind mit denselben Fehlern von Dufrénoy übernommen worden; s. dessen Fig. 558. Dufrénoy giebt die Randkante falsch an zu 150° 58′ 20″.

$R\frac{1}{3}$ $(19.13.\bar{32}.6)$ Streng, dies. Jahrb. 1878.

Digitized by Google

$R\frac{1}{3}$ (10 . 7 . $\bar{1}7$. 3) Sella Quadro No. 141.

R6 (7 . 5 . $\bar{1}2$. 2) Sella Quadro No. 142.

R7 (4 . 3 . 7 . 1) Haüy $D\frac{4}{3}$. S. die Bemerkungen zu R5 (3 . 2 . $\bar{5}$. 1). In Lévy's Fig. 13 steht auf 2 Flächen das falsche Zeichen $e_{\frac{1}{4}}$. Delafosse und Bombicci führen für diese Form Winkel auf, welche R5 (3 . 2 . $\bar{5}$. 1) zukommen.

R8 (9 . 7 . $\bar{1}6$. 2) Hausmann $KG\frac{1}{3}$. Bei Sella nicht aufgeführt.

$\frac{1}{8}R\frac{1}{11}$ (14 . 3 . $\bar{1}7$. 8) Sella Quadro No. 260.

2R2 (3 . 1 . $\bar{4}$. 1) Zippe 1859. 2S2 am Proustit.

2R3 (4 . 2 . $\bar{6}$. 1) Sella Quadro No. 278.

$\frac{1}{3}R\frac{11}{11}$ (17 . 6 . $\bar{23}$. 5) Sella Quadro No. 262.

$\frac{2}{3}R\frac{2}{7}$ (7 . 2 . $\bar{9}$. 2) Sella Quadro No. 176.

$\frac{2}{3}$R3 (10 . 5 . $\bar{15}$. 2). Diese Form findet sich in Frenzel's mineralogischem Lexicon für das Königreich Sachsen am Proustit (s. Nachtrag).

$10R\frac{8}{5}$ (11 . 1 . $\bar{12}$. 1) Sella Quadro No. 172.

Negative Skalenoëder.

$-\frac{1}{10}$R13 (6 . 7 . $\bar{13}$. 20) Sella Quadro No. 110.

$-\frac{1}{5}$R3 (1 . 2 . $\bar{3}$. 5) Sella Quadro No. 108.

$-\frac{1}{5}$R9 (4 . 5 . $\bar{9}$. 5) Sella Quadro No. 181.

$-\frac{1}{4}$R2 (1 . 3 . $\bar{4}$. 7) Sella Quadro No. 107.

$-\frac{1}{4}$R4 (3 . 5 . $\bar{8}$. 7) Haüy ($^{l}E^{l}B^{3}D^{2}$), var. 12.

$-\frac{1}{3}R\frac{3}{4}$ (1 . 4 . $\bar{5}$. 9) Sella Quadro No. 106.

$-\frac{1}{3}R\frac{1}{3}$ (4 . 7 . $\bar{11}$. 9) Sella Quadro No. 239.

$-\frac{2}{3}$R3 (3 . 6 . $\bar{9}$. 8) Klein „Einleitung in die Krystallberechnung" pg. 379, an einem Pyrargyritkrystall von Freiberg.

$-\frac{1}{2}$R2 (1 . 3 . $\bar{4}$. 4) Sella Quadro No. 193.

$-\frac{1}{2}R\frac{1}{3}$ (3 . 8 . $\bar{11}$. 10) Sella Quadro No. 299.

$-\frac{1}{2}$R3 (1 . 2 . $\bar{3}$. 2) Mohs 1824; $(P-1)^{3}$. Ausserdem befindet sich in der Literatur bei Quenstedt „Handbuch der Mineralogie" 1877. pg. 870. nach den Angaben von Mohs die Form $a = a' : \frac{1}{3}a' : \frac{1}{3}a' : c$. Quenstedt führt wörtlich an: „Mohs nennt auch einen Dreikantner zweiter Ordnung $a' : \frac{1}{3}a' : \frac{1}{3}a' : c$; er ist durch die Zonen z : n und b : b bestimmt, da er die scharfen Endkanten des Dreikantners b zuschärft". Betrachtet man die Figuren bei Quenstedt und bei Mohs, welcher letztere übrigens für die Form das richtige Zeichen $\frac{P}{3}(P-1)^{3}$, entsprechend $-\frac{1}{2}$R3 (1 . 2 . $\bar{3}$. 2) giebt, so erscheint die Quenstedt'sche Ableitung schon deswegen unmöglich, weil einmal h und a als $+$R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1) und $-$R3 (1 . 2 . $\bar{3}$. 1) sich zur vollständigen Pyramide $3P\frac{3}{2}$ ergänzen müssten, die Lage der Combinationskanten in der Figur aber dem widerspricht, da dieselben nach c zu divergiren, während sie convergiren müssten. Fernerhin lässt die von Quenstedt heran-

Digitized by Google

gezogene Zone z : n die weitere Unmöglichkeit der Form a als —R3 (1 . 2 . $\bar{3}$. 1) erkennen, da grade diese Zone für a das Zeichen —$\frac{1}{2}$Rn erfordert. Deducirt man aus der Zone z : n und der Zone der scharfen Polkante von b die Gestalt a, so folgt das oben gegebene Zeichen —$\frac{1}{2}$R3 (1 . 2 . $\bar{3}$. 2). Die erwähnte falsche Angabe beruht daher auf einem Druckfehler, findet sich aber sowohl in der Auflage vom Jahre 1863, als auch in der von 1877.

—$\frac{1}{3}$R3 (5 . 10 . $\bar{15}$. 8) Zippe (1859) $\frac{1}{3}$S'3. Klein an oben erwähntem Krystall von Freiberg.

—$\frac{1}{4}$R3 (4 . 8 . $\bar{12}$. 5) Lévy $b^{\frac{1}{2}}d^{\frac{1}{2}}d^{\frac{1}{4}}$, an drei Comb., sämmtlich von Andreasberg.

—R$\frac{1}{3}$ (2 . 5 . 7 . 3) Lévy Fig. 35. Aus zwei Zonen bestimmt sich die dort mit i bezeichnete Fläche. Diese Zonen sind $d^1 : i : i : d^1$ und $a^1 : i : e_{\frac{1}{2}}$. An einem Krystall von Andreasberg.

—$\frac{1}{4}$R$\frac{3}{5}$ (7 . 17 . $\bar{24}$. 8) Sella Quadro No. 312.

—2R$\frac{1}{2}$ (1 . 5 . $\bar{6}$. 2) Streng am Proustit von Chañarcillo.

—2R2 (1 . 3 . $\bar{4}$. 1) Lévy $e_{\frac{1}{2}}$; er giebt diese Form an 7 Exemplaren, von denen 6 von Andreasberg stammen. Bei Dufrénoy Fig. 562 ist das Zeichen dieser Form für $\frac{1}{2}$R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 2) gegeben. Die Figur ist dieselbe wie Lévy's Fig. 26, aus welcher das letztere Zeichen aus dem Zonenverband abgeleitet wurde.

—2R$\frac{1}{3}$ (4 . 10 . $\bar{14}$. 3) Sella Quadro No. 164.

—2R3 (2 . 4 . $\bar{6}$. 1) Mohs 1824: $(P + 1)^3$.

—$\frac{1}{2}$R$\frac{2}{3}$ (2 . 7 . $\bar{9}$. 2) Sella Quadro No. 221.

—$\frac{1}{4}$R$\frac{9}{11}$ (4 . 5 . $\bar{19}$. 4) Sella Quadro No. 222.

—$\frac{1}{2}$R$\frac{1}{7}$ (2 . 9 . $\bar{11}$. 2) Sella Quadro No. 224.

—4R$\frac{1}{2}$ (1 . 5 . $\bar{6}$. 1) Sella Quadro No. 225.

—5R$\frac{11}{10}$ (1 . 41 . $\bar{42}$. 8) Sella Quadro No. 320.

—5R$\frac{1}{6}$ (1 . 6 . 7 . 1) Sella Quadro No. 227.

—5R2 (5 . 15 . $\bar{20}$. 2). Diese Form ist für den Proustit angegeben in Frenzel's mineralog. Lexicon (s. Nachtrag).

—5R$\frac{1}{5}$ (3 . 8 . $\bar{11}$. 1) Sella Quadro No. 249.

—5R$\frac{3}{5}$ (4 . 9 . $\bar{13}$. 1) Sella Quadro No. 252.

—8R$\frac{1}{4}$ (1 . 9 . $\bar{10}$. 1) Sella Quadro No. 229.

—8R2 (4 . 12 . $\bar{16}$. 1) Zippe (1859): 8S'2, am Pyrargyrit.

d. Autorentabelle.

Zur leichteren Übersicht lasse ich eine fernere Tabelle folgen, in welcher neben jeder einzelnen Form nur der Name des Autors und das Jahr der Veröffentlichung steht. Die Formen sind auch hier nach den Coëfficienten von mRn, wie früher angegeben, geordnet.

Digitized by Google

Zeichen Naumann	Zeichen Bravais	Autor u. Jahr
Positive Rhomboëder.		
$\frac{1}{4}$R	(1.0. $\bar{1}$. 4)	de l'Isle 1783
$\frac{1}{2}$R	(1.0. $\bar{1}$. 2)	Lévy 1837
$\frac{4}{5}$R	(5.0. $\bar{5}$. 8)	Sella 1856
$\frac{7}{10}$R	(7.0. $\bar{7}$.10)	Sella 1856
$\frac{3}{4}$R	(3.0. $\bar{3}$. 4)	Phillips 1823
$\frac{5}{6}$R	(5.0. $\bar{5}$. 6)	Groth 1878
R	(1.0. $\bar{1}$. 1)	de l'Isle 1783
$\frac{5}{2}$R	(5.0. $\bar{5}$. 2)	Lévy 1837
4R	(4.0. $\bar{4}$. 1)	Haüy 1801
5R	(5.0. $\bar{5}$. 1)	Zippe 1859
8R	(8.0. $\bar{8}$. 1)	Zippe 1859
16R*	(16.0.$\bar{16}$. 1)	
Basis.		
oR	(0.0.0.1)	de l'Isle 1783
Negative Rhomboëder.		
$-\frac{1}{8}$R	(0. 1. $\bar{1}$. 8)	Sella 1856
$-\frac{1}{5}$R	(0. 1. $\bar{1}$. 5)	Lévy 1837
$-\frac{5}{16}$R	(0. 5. $\bar{5}$.16)	Zippe 1859
$-\frac{2}{5}$R	(0. 2. $\bar{2}$. 5)	Haüy 1792
$-\frac{1}{2}$R	(0. 1. $\bar{1}$. 2)	de l'Isle 1783
—R	(0. 1. $\bar{1}$. 1)	Lévy 1837
$-\frac{5}{4}$R	(0. 5. $\bar{5}$. 4)	Zippe 1859
$-\frac{3}{2}$R	(0. 3. $\bar{3}$. 2)	Naumann 1828
—2R	(0. 2. $\bar{2}$. 1)	Haüy 1801
$-\frac{7}{2}$R	(0. 7. $\bar{7}$. 2)	Sella 1856
—5R	(0. 5. $\bar{5}$. 1)	Lévy 1837
—14R	(0.14.$\bar{14}$. 1)	Lévy 1837
Prismen.		
∞P2	(1.1. $\bar{2}$.0)	de l'Isle 1783
∞R	(1.0. $\bar{1}$.0)	de l'Isle 1783
∞R$\frac{13}{12}$	(25.1.$\bar{26}$.0)	Sella 1856
∞R$\frac{8}{7}$	(4.1. $\bar{5}$.0)	Sella 1856
∞R3	(2.1. $\bar{3}$.0)	Sella 1856
Pyramiden II. Ordnung.		
$\frac{1}{3}$P2	(1. 1. $\bar{2}$.3)	Lévy 1837
$\frac{1}{4}$P2	(2. 2. $\bar{4}$.3)	Haüy 1801
$\frac{2}{5}$P2	(4. 4. $\bar{8}$.3)	Haüy 1801
$\frac{1}{7}$P2	(11.11.$\bar{22}$.8)	Hausm. 1847
Positive Skalenoëder.		
$\frac{1}{7}$R5	(3. 2. $\bar{5}$. 7)	Sella 1856
$\frac{5}{11}$R4	(5. 3. $\bar{8}$.11)	Sella 1856
$\frac{1}{5}$R$\frac{7}{8}$	(7. 4.$\bar{11}$.15)	G.v.Rath1876
$\frac{1}{5}$R5	(3. 2. $\bar{5}$. 5)	Haüy 1792
$\frac{1}{5}$R7	(4. 3. 7. 5)	Hausm. 1847
$\frac{1}{3}$R3	(2. 1. $\bar{3}$. 4)	Haüy 1801
$\frac{1}{3}$R4	(5. 3. $\bar{8}$. 8)	Sella 1856
$\frac{1}{3}$R5	(3. 2. $\bar{5}$. 4)	Sella 1856
$\frac{1}{3}$R6	(7. 5.$\bar{12}$. 8)	Rethwisch nach G. vom Rath 1885
$\frac{1}{4}$R7	(4. 3. 7. 4)	Miller 1852
$\frac{4}{13}$R$\frac{5}{3}$	(7. 3.$\bar{10}$.13)	Sella 1856
$\frac{5}{16}$R2	(15. 5.$\bar{20}$.32)	Haüy 1792
$\frac{1}{3}$R3	(2. 1. $\bar{3}$. 3)	Sella 1856
$\frac{1}{3}$R$\frac{7}{8}$	(10. 7.$\bar{17}$. 9)	Sella 1856
$\frac{5}{14}$R$\frac{9}{5}$	(12. 7.$\bar{19}$.14)	Sella 1856
$\frac{2}{5}$R2	(3. 1. $\bar{4}$. 5)	Haüy 1801
$\frac{2}{5}$R3	(4. 2. $\bar{6}$. 5)	Miller 1852
$\frac{2}{5}$R4	(5. 3. $\bar{8}$. 5)	Sella 1856
$\frac{1}{2}$R3	(2. 1. $\bar{3}$. 2)	Lévy 1837
$\frac{1}{2}$R$\frac{7}{8}$	(7. 4.$\bar{11}$. 6)	Sella 1856
$\frac{4}{7}$R$\frac{3}{2}$	(5. 1. $\bar{6}$. 7)	Groth 1878
$\frac{5}{8}$R$\frac{8}{5}$	(13. 3.$\bar{16}$.16)	Sella 1856
$\frac{5}{8}$R$\frac{7}{5}$	(8. 3.$\bar{11}$. 8)	Sella 1856
$\frac{5}{8}$R3	(10. 5.$\bar{15}$. 8)	Mohs 1824
$\frac{3}{5}$R$\frac{8}{3}$	(11. 5.$\bar{16}$. 9)	Sella 1856
$\frac{3}{5}$R3	(8. 4.$\bar{12}$. 5)	Zippe 1859
R$\frac{3}{2}$	(5. 1. $\bar{6}$. 4)	Sella 1856
R$\frac{4}{3}$	(4. 1. $\bar{5}$. 3)	Lévy 1837
R3	(2. 1. $\bar{3}$. 1)	Haüy 1801
R$\frac{7}{4}$	(9. 5.$\bar{14}$. 4)	Sella 1856
R4	(5. 3. $\bar{8}$. 2)	Sella 1856
R5	(3. 2. $\bar{5}$. 1)	Mohs 1824
R$\frac{7}{3}$	(19.13.$\bar{32}$. 6)	Streng 1878
R$\frac{7}{3}$	(10. 7.$\bar{17}$. 3)	Sella 1856

* Diese Form ist aufgeführt in Frenzel's mineralog. Lexicon für das Königreich Sachsen 1874 (s. Nachtrag).

Digitized by Google

Zeichen Naumann	Zeichen Bravais	Autor u. Jahr
R6	(7.5.$\bar{12}$.2)	Sella 1856
R7	(4,3. 7.1)	Haüy 1801
R8	(9.7.$\bar{16}$.2)	Hausm. 1847
$\frac{1}{8}$R$\frac{11}{11}$	(14.3.$\bar{17}$.8)	Sella 1856
2R2	(3.1. $\bar{4}$.1)	Zippe 1859
2R3	(4.2. $\bar{6}$.1)	Sella 1856
$\frac{1}{6}$R$\frac{23}{11}$	(17.6.$\bar{23}$.5)	Sella 1856
$\frac{2}{3}$R$\frac{2}{5}$	(7.2. $\bar{9}$.2)	Sella 1856
$\frac{2}{3}$R3*	(10.5.$\bar{15}$.2)	
10R$\frac{2}{5}$	(11.1.$\bar{12}$.1)	Sella 1856
Negative Skalenoëder.		
$-\frac{1}{10}$R13	(6. 7.$\bar{13}$.20)	Sella 1856
$-\frac{1}{5}$R3	(1. 2. $\bar{3}$. 5)	Sella 1856
$-\frac{1}{5}$R9	(4. 5. $\bar{9}$. 5)	Sella 1856
$-\frac{2}{7}$R2	(1. 3. $\bar{4}$. 7)	Sella 1856
$-\frac{2}{7}$R4	(3. 5. $\bar{8}$. 7)	Haüy 1801
$-\frac{1}{3}$R$\frac{2}{3}$	(1. 4. $\bar{5}$. 9)	Sella 1856
$-\frac{1}{3}$R$\frac{3}{5}$	(4. 7.$\bar{11}$. 9)	Sella 1856
$-\frac{2}{3}$R3	(3. 6. $\bar{9}$. 8)	Klein 1876
$-\frac{1}{2}$R2	(1. 3. $\bar{4}$. 4)	Sella 1856
$-\frac{1}{2}$R$\frac{3}{5}$	(3. 8.$\bar{11}$.10)	Sella 1856
$-\frac{1}{2}$R3	(1. 2. $\bar{3}$. 2)	Mohs 1824
$-\frac{2}{3}$R3	(5.10.$\bar{15}$. 8)	Zippe 1859
$-\frac{1}{4}$R3	(4. 8.$\bar{12}$. 5)	Lévy 1837
$-$R$\frac{1}{2}$	(2. 5. 7. 3)	Lévy 1837
$-\frac{1}{4}$R$\frac{3}{5}$	(7.17.$\bar{24}$. 8)	Sella 1856
$-$2R$\frac{2}{3}$	(1. 5. $\bar{6}$. 2)	Streng 1878
$-$2R2	(1. 3. $\bar{4}$. 1)	Lévy 1837
$-$2R$\frac{1}{2}$	(4.10.$\bar{14}$. 3)	Sella 1856
$-$2R3	(2. 4. $\bar{6}$. 1)	Mohs 1824
$-\frac{1}{3}$R$\frac{2}{5}$	(2. 7. $\bar{9}$. 2)	Sella 1856
$-\frac{1}{6}$R$\frac{11}{11}$	(4.15.$\bar{19}$. 4)	Sella 1856
$-\frac{1}{3}$R$\frac{3}{7}$	(2. 9.$\bar{11}$. 2)	Sella 1856
$-$4R$\frac{2}{3}$	(1. 5. $\bar{6}$. 1)	Sella 1856
$-$5R$\frac{11}{10}$	(1.41.$\bar{42}$. 8)	Sella 1856
$-$5R$\frac{2}{5}$	(1. 6. 7. 1)	Sella 1856
$-$5R2*	(5.15.$\bar{20}$. 2)	
$-$5R$\frac{3}{5}$	(3. 8.$\bar{11}$. 1)	Sella 1856
$-$5R$\frac{3}{8}$	(4. 9.$\bar{13}$. 1)	Sella 1856
$-$8R$\frac{2}{7}$	(1. 9.$\bar{10}$. 1)	Sella 1856
$-$8R2	(4.12.$\bar{16}$. 1)	Zippe 1859
Nicht mit genügender Sicherheit bestimmte Formen.		
2P2	(1. 1. $\bar{2}$.1)	de Selle 1878
$-\frac{2}{3}$R5	(4. 6,$\bar{10}$.7)	de Selle 1878
$-$2R$\frac{2}{5}$	(4.14.$\bar{18}$.5)	de Selle 1878

Im Ganzen kommen also vor:

1) Die Basis
2) 12 positive Rhomboëder
3) 12 negative Rhomboëder
4) 5 Prismen
5) 4 Deuteropyramiden
6) 44 positive Skalenoëder
7) 30 negative Skalenoëder

Zusammen 108 Formen; hierzu treten die von de Selle noch angegebenen, nicht mit genügender Sicherheit begründeten, drei oben erwähnten Gestalten.

---

* Diese Form findet sich in Frenzel's mineralog. Lexicon für das Königreich Sachsen 1874 (s. Nachtrag).

Digitized by Google

e. Combinationen.

Im Folgenden führe ich die Combinationen auf, welche ich von den wichtigsten Fundorten in der Literatur gefunden habe. Auf Vollständigkeit macht diese Aufführung keinen Anspruch; sie soll nur, soweit es möglich ist, ein Bild geben von der Art der Combinationen und von dem Character der verschiedenen Vorkommen. Wo die betreffende Combination am Proustit beobachtet wurde, ist diess nebenbei bemerkt, sonst gilt sie für den Pyrargyrit oder für beide. Auf die zahlreichen Combinationen, welche ohne Fundort angeführt sind, komme ich bei Gelegenheit der Besprechung der Häufigkeit der Formen.

Comb. von Andreasberg.

1) $-\frac{1}{2}R\,(0.1.\bar{1}.2)$, $\infty P2\,(1.1.\bar{2}.0)$.
2) $\frac{1}{2}R\,(1.0.\bar{1}.4)$, $\infty P2\,(1.1.\bar{2}.0)$.
3) $-\frac{1}{2}R\,(0.1.\bar{1}.2)$, $R5\,(3.2.\bar{5}.1)$.
4) $\frac{1}{4}R3\,(2.1.\bar{3}.4)$, $R7\,(4.3.7.1)$.
5) $oR\,(0.0.0.1)$, $-\frac{1}{2}R\,(0.1.\bar{1}.2)$, $\infty P2\,(1.1.\bar{2}.0)$.
6) $\frac{1}{4}R3\,(2.1.\bar{3}.4)$, $\infty P2\,(1.1.\bar{2}.0)$, $R7\,(4.3.7.1)$.
7) $\infty P2\,(1.1.\bar{2}.0)$, $\frac{1}{4}R3\,(2.1.\bar{3}.4)$, $-2R2\,(1.3.\bar{4}.1)$.
8) $-\frac{1}{2}R\,(0.1.\bar{1}.2)$, $\frac{1}{4}R3\,(2.1.\bar{3}.4)$, $\infty P2\,(1.1.\bar{2}.0)$, $R3\,(2.1.\bar{3}.1)$.
9) $\infty P2\,(1.1.\bar{2}.0)$, $R3\,(2.1.\bar{3}.1)$, $R7\,(4.3.7.1)$, $\frac{1}{4}R3\,(2.1.\bar{3}.4)$.
10) $\frac{1}{4}R3\,(2.1.\bar{3}.4)$, $-\frac{1}{5}R\,(0.1.\bar{1}.5)$, $\infty P2\,(1.1.\bar{2}.0)$, $R3\,(2.1.\bar{3}.1)$, $\frac{1}{2}R3\,(2.1.\bar{3}.2)$.
11) $R\,(1.0.\bar{1}.1)$, $-\frac{1}{2}R\,(0.1.\bar{1}.2)$, $\frac{1}{4}R3\,(2.1.\bar{3}.4)$, $\infty P2\,(1.1.\bar{2}.0)$, $R3\,(2.1.\bar{3}.1)$, $-2R2\,(1.3.\bar{4}.1)$.
12) $R\,(1.0.\bar{1}.1)$, $-\frac{1}{2}R\,(0.1.\bar{1}.2)$, $\frac{1}{4}R3\,(2.1.\bar{3}.4)$, $\infty P2\,(1.1.\bar{2}.0)$, $R3\,(2.1.\bar{3}.1)$, $-\frac{1}{8}R3\,(4.8.\bar{12}.5)$.
13) $R\,(1.0.\bar{1}.1)$, $-\frac{1}{2}R\,(0.1.\bar{1}.2)$, $\frac{1}{4}R3\,(2.1.\bar{3}.4)$, $R3\,(2.1.\bar{3}.1)$, $-2R2\,(1.3.\bar{4}.1)$, $\frac{1}{2}R3\,(2.1.\bar{3}.2)$.
14) $R\,(1.0.\bar{1}.1)$, $\infty P2\,(1.1.\bar{2}.0)$, $R3\,(2.1.\bar{3}.1)$, $\frac{1}{4}R\,(1.0.\bar{1}.4)$, $-\frac{1}{8}R3\,(4.8.\bar{12}.5)$, $-2R2\,(1.3.\bar{4}.1)$, $-R\frac{1}{3}\,(2.5.7.3)$.
15) $R\,(1.0.\bar{1}.1)$, $-\frac{1}{2}R\,(0.1.\bar{1}.2)$, $\frac{1}{4}R3\,(2.1.\bar{3}.4)$, $\frac{2}{5}R2\,(3.1.\bar{4}.5)$, $\infty P2\,(1.1.\bar{2}.0)$, $R3\,(2.1.\bar{3}.1)$, $-\frac{1}{8}R3\,(4.8.\bar{12}.5)$.
16) $R\,(1.0.\bar{1}.1)$, $\frac{4}{5}R\,(5.0.\bar{5}.2)$, $\frac{1}{4}R3\,(2.1.\bar{3}.4)$, $R3\,(2.1.\bar{3}.1)$, $\infty R\,(1.0.\bar{1}.0)$, $-2R2\,(1.3.\bar{4}.1)$, $\frac{2}{5}R2\,(3.1.\bar{4}.5)$.
17) $R\,(1.0.\bar{1}.1)$, $oR\,(0.0.0.1)$, $\frac{1}{4}R3\,(2.1.\bar{3}.4)$, $\infty R\,(1.0.\bar{1}.0)$, $-14R\,(0.14.\bar{14}.1)$, $R3\,(2.1.\bar{3}.1)$, $R7\,(4.3.7.1)$.

Comb. von Freiberg.

1) $R5\,(3.2.\bar{5}.1)$.
2) $R\,(1.0.\bar{1}.1)$, $\infty P2\,(1.1.\bar{2}.0)$.
3) $oR\,(0.0.0.1)$, $\infty P2\,(1.1.\bar{2}.0)$.
4) $-\frac{1}{2}R\,(0.1.\bar{1}.2)$, $\infty P2\,(1.1.\bar{2}.0)$.

Digitized by Google

5) $\frac{1}{4}$R (1.0.1.4), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0).
6) $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), R7 (4.3.7.1).
7) ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R3 (2.1.$\bar{3}$.1).
8) R3 (2.1.$\bar{3}$.1), —2R (0.2.$\bar{2}$.1), besonders am Proustit.
9) —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R5 (3.2.$\bar{5}$.1).
10) oR (0.0.0.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R7 (4.3.7.1).
11) ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), oR (0.0.0.1), R (1.0.$\bar{1}$.1).
12) ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), R (1.0.$\bar{1}$.1).
13) —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R7 (4.3.7.1).
14) R3 (2.1.$\bar{3}$.1), —2R (0.2.$\bar{2}$.1), R (1.0.$\bar{1}$.1).
15) —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), —2R (0.2.$\bar{2}$.1), R3 (2.1.$\bar{3}$.1).
16) R (1.0.$\bar{1}$.1), —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), $\frac{4}{5}$R2 (3.1.$\bar{4}$.5), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0).
17) R (1.0.$\bar{1}$.1), $\frac{1}{4}$R (1.0.$\bar{1}$.4), 4R (4.0.$\bar{4}$.1), R5 (3.2.$\bar{5}$.1).
18) —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), —2R (0.2.$\bar{2}$.1), —5R (0.5.$\bar{5}$.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0).
19) ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R (1.0.$\bar{1}$.1), R3 (2.1.$\bar{3}$.1), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4).
20) —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), R (1.0.$\bar{1}$.1), $\frac{1}{3}$R$\frac{1}{3}$ (7.4.$\bar{11}$.6), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0).
21) R (1.0.$\bar{1}$.1), —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R3 (2.1.$\bar{3}$.1).
22) R (1.0.$\bar{1}$.1), $\frac{4}{5}$P2 (1.1.$\bar{2}$.3), oR (0.0.0.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), ∞R (1.0.$\bar{1}$.0).
23) R (1.0.$\bar{1}$.1), —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R3 (2.1.$\bar{3}$.1).
24) R (1.0.$\bar{1}$.1), —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R3 (2.1.$\bar{3}$.1), $\frac{\infty R}{2}$ (1.0.$\bar{1}$.0).
25) ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R7 (4.3.7.1), —2R (0.2.$\bar{2}$.1), —R (0.1.$\bar{1}$.1), $\frac{1}{2}$R (1.0.$\bar{1}$.2).
26) R3 (2.1.$\bar{3}$.1), R (1.0.$\bar{1}$.1), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), $\frac{1}{3}$R$\frac{1}{3}$ (7.4.$\bar{11}$.6).
27) $\frac{1}{3}$R$\frac{1}{3}$ (7.4.$\bar{11}$.6), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), —5R (0.5.$\bar{5}$.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0).
28) R (1.0.$\bar{1}$.1), oR (0.0.0.1), —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0) R3 (2.1.$\bar{3}$.1).
29) ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), R (1.0.$\bar{1}$.1), $\frac{1}{3}$R$\frac{1}{3}$ (7.4.$\bar{11}$.6), R3 (2.1.$\bar{3}$.1), —5R$\frac{7}{5}$ (1.6.7.1).
30) ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), $\frac{\infty R}{2}$ (1.0.$\bar{1}$.0), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), $\frac{4}{5}$R3 (10.5.$\bar{15}$.8), R3 (2.1.$\bar{3}$.1), —$\frac{1}{2}$R3 (1.2.$\bar{3}$.2), —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), —2R (0.2.$\bar{2}$.1).
31) $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), R (1.0.$\bar{1}$.1), $\frac{1}{3}$R$\frac{1}{3}$ (7.4.$\bar{11}$.6), —$\frac{1}{2}$R3 (1.2.$\bar{3}$.2), —5R$\frac{7}{5}$ (1.6.7.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), ∞R (1.0.$\bar{1}$.0), R3 (2.1.$\bar{3}$.1) oder R4 (5.3.$\bar{8}$.2).
32) $\frac{4}{5}$R5 (3.2.$\bar{5}$.5), R (1.0.$\bar{1}$.1), $\frac{4}{5}$R2 (3.1.$\bar{4}$.5), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), $\frac{4}{5}$P2 (1.1.$\bar{2}$.3), $\frac{4}{5}$R (5.0.$\bar{5}$.6) u. a. Skalen.
33) ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), $\frac{1}{3}$R$\frac{1}{3}$ (7.4.$\bar{11}$.6), R (1.0.$\bar{1}$.1), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), —5R$\frac{7}{5}$ (1.6.7.1), —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), —$\frac{1}{2}$R3 (1.2.$\bar{3}$.2), R4 (5.3.$\bar{8}$.2), neueres Vorkommen.

Digitized by Google

34) $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$, $\infty R\ (1.0.\bar{1}.0)$, $R\ (1.0.\bar{1}.1)$, $\frac{1}{4}R\frac{4}{3}\ (5.1.\bar{6}.7)$, $\frac{2}{5}R2\ (3.1.\bar{4}.5)$, $\frac{1}{4}R3\ (2.1.\bar{3}.4)$, $\frac{2}{3}P2\ (1.1.\bar{2}.3)$, $R3\ (2.1.\bar{3}.1)$, $\frac{1}{3}R\frac{1}{3}\ (7.4.\bar{11}.6)$, $-\frac{1}{2}R\ (0.1.\bar{1}.2)$ u. a.

35) $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$, $\frac{\infty R}{2}\ (1.0.\bar{1}.0)$, $R\ (1.0.\bar{1}.1)$, $-\frac{1}{2}R\ (0.1.\bar{1}.2)$, $\frac{1}{4}R3\ (2.1.\bar{3}.4)$, $10R\frac{5}{9}\ (11.1.\bar{12}.1)$, $R3\ (2.1.\bar{3}.1)$, $\frac{\infty R3}{2}\ (2.1.\bar{3}.0)$, $-\frac{1}{2}R2\ (1.3.\bar{4}.4)$, $-\frac{1}{2}R3\ (1.2.\bar{3}.2)$, $-\frac{5}{8}R3\ (5.10.\bar{15}.8)$, $-\frac{3}{8}R3\ (3.6.\bar{9}.8)$, $-5R\frac{7}{5}\ (1.6.7.1)$, $-5R\ (0.5.\bar{5}.1)$. Diese 14zählige Comb., die flächenreichste, welche genau gemessen worden ist, ist vom älteren Vorkommen. Der Krystall, welcher sich in der Sammlung der Strassburger Universität befindet, wurde von H. Prof. KLEIN gemessen (s. Einleitung in die Krystallberechnung pg. 373).

Comb. von Joachimsthal.

1) $oR\ (0.0.0.1)$, $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$.
2) $\frac{1}{4}R\ (1.0.\bar{1}.4)$, $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$. Die Comb. 3—6 sind am Proustit beobachtet.
3) $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$, $R3\ (2.1.\bar{3}.1)$.
4) $-\frac{1}{2}R\ (0.1.\bar{1}.2)$, $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$, $R3\ (2.1.\bar{3}.1)$.
5) $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$, $R3\ (2.1.\bar{3}.1)$, $\frac{\infty R}{2}\ (1.0.\bar{1}.0)$.
6) $R\ (1.0.\bar{1}.1)$, $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$, $\frac{\infty R}{2}\ (1.0.\bar{1}.0)$.
7) $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$, $\frac{\infty R}{2}\ (1.0.\bar{1}.0)$, $oR\ (0.0.0.1)$.
8) $R\ (1.0.\bar{1}.1)$, $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$, $\frac{1}{4}R\ (1.0.\bar{1}.4)$.
9) $-\frac{1}{2}R\ (0.1.\bar{1}.2)$, $\frac{1}{4}R3\ (2.1.\bar{3}.4)$, $\frac{\infty R}{2}\ (1.0.\bar{1}.0)$.

Die folgenden Comb. sind am Proustit beobachtet worden.

10) $oR\ (0.0.0.1)$, $-2R\ (0.2.\bar{2}.1)$, $R3\ (2.1.\bar{3}.1)$.
11) $R\ (1.0.\bar{1}.1)$, $-\frac{1}{2}R\ (0.1.\bar{1}.2)$, $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$, $R3\ (2.1.\bar{3}.1)$
12) $-\frac{1}{2}R\ (0.1.\bar{1}.2)$, $-2R\ (0.2.\bar{2}.1)$, $R3\ (2.1.\bar{3}.1)$, $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$.
13) $R3\ (2.1.\bar{3}.1)$, $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$, $\frac{1}{4}R3\ (2.1.\bar{3}.4)$, $\frac{1}{4}R\ (1.0.\bar{1}.4)$.
14) $-\frac{1}{2}R\ (0.1.\bar{1}.2)$, $\frac{1}{4}R3\ (2.1.\bar{3}.4)$, $R\ (1.0.\bar{1}.1)$, $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$.
15) $\frac{1}{4}R\ (1.0.\bar{1}.4)$, $-\frac{1}{2}R\ (0.1.\bar{1}.2)$, $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$, $\frac{\infty R}{2}\ (1.0.\bar{1}.0)$.
16) $\frac{1}{4}R\ (1.0.\bar{1}.4)$, $R\ (1.0.\bar{1}.1)$, $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$, $\frac{\infty R}{2}\ (1.0.\bar{1}.0)$.
17) $R\ (1.0.\bar{1}.1)$, $R3\ (2.1.\bar{3}.1)$, $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$, $\frac{\infty R}{2}\ (1.0.\bar{1}.0)$.
18) $-2R\ (0.2.\bar{2}.1)$, $R3\ (2.1.\bar{3}.1)$, $\infty P2\ (1.\bar{1}.\bar{2}.0)$, $\frac{\infty R}{2}\ (1.0.\bar{1}.0)$.
19) $-\frac{1}{2}R\ (0.1.\bar{1}.2)$, $\frac{1}{4}R3\ (2.1.\bar{3}.4)$, $R3\ (2.1.\bar{3}.1)$, $-R\ (0.1.\bar{1}.1)$, $\frac{1}{3}R3\ (2.1.\bar{3}.2)$.
20) $\frac{1}{4}R\ (1.0.\bar{1}.4)$, $-\frac{1}{2}R\ (0.1.\bar{1}.2)$, $R3\ (2.1.3.1)$, $\infty P2\ (1.1.\bar{2}.0)$, $\frac{\infty R}{2}\ (1.0.\bar{1}.0)$.

Digitized by Google

21) oR (0.0.0.1), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), R (1.0.$\bar{1}$.1), R3 (2.1.$\bar{3}$.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), $\frac{\infty R}{2}$ (1.0.$\bar{1}$.0).

22) $\frac{1}{4}$R (1.0.$\bar{1}$.4), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), R (1.0.$\bar{1}$.1), R3 (2.1.$\bar{3}$.1), R5 (3.2.$\bar{5}$.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0).

23) $\frac{1}{4}$R (1.0.$\bar{1}$.4), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), —2R (0.2.$\bar{2}$.1), R3 (2.1.$\bar{3}$.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), $\frac{\infty R}{2}$ (1.0.$\bar{1}$.0).

24) —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), —$\frac{1}{8}$R3 (5.10.$\bar{15}$.8), —2R2 (1.3.$\bar{4}$.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), $\frac{\infty R}{2}$ (1.0.$\bar{1}$.0), ... am andern Ende —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2).

Comb. von Markirch.

1) —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), R5 (3.2.$\bar{5}$.1).
2) ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), $\frac{3}{2}$P2 (1.1.$\bar{2}$.3).
3) R (1.0.$\bar{1}$.1). ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R3 (2.1.$\bar{3}$.1).
4) oR (0.0.0.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R7 (4.3.7.1).
5) R7 (4.3.7.1), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), —2R2 (1.3.$\bar{4}$.1).
6) R5 (3.2.$\bar{5}$.1), 4R (4.0.$\bar{4}$.1), oR (0.0.0.1), $\frac{1}{4}$R (1.0.$\bar{1}$.4).
7) R (1.0.$\bar{1}$.1), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), —R (0.1.$\bar{1}$.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R3 (2.1.$\bar{3}$.1).
8) —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), R3 (2.1.$\bar{3}$.1), —2R (0.2.$\bar{2}$.1), $\frac{1}{2}$R3 (2.1.$\bar{3}$.2).

Comb. von Chañarcillo, sämmtlich am Proustit.

1) R (1.0.$\bar{1}$.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R3 (2.1.$\bar{3}$.1).
2) —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R3 (2.1.$\bar{3}$.1).
3) $\frac{1}{4}$R (1.0.$\bar{1}$.4), R3 (2.1.$\bar{3}$.1), —2R$\frac{3}{2}$ (1.5.$\bar{6}$.2), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0).
4) ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R3 (2.1.$\bar{3}$.1), R (1.0.$\bar{1}$.1), —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), $\frac{3}{5}$R2 (3.1.$\bar{4}$.5).
5) ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R3 (2.1.$\bar{3}$.1), —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), —$\frac{3}{7}$R4 (3.5.$\bar{8}$.7), $\frac{\infty R}{2}$ (1.0.$\bar{1}$.0), $\frac{\infty R\frac{5}{3}}{2}$ (4.1.$\bar{5}$.0).
6) —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), $\frac{3}{5}$R2 (3.1.$\bar{4}$.5), R (1.0.$\bar{1}$.1), R3 (2.1.$\bar{3}$.1), —2R (0.2.$\bar{2}$.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0).

f. Relative Häufigkeit der Formen.

Um ein Bild von der Häufigkeit der einzelnen Formen zu gewinnen, habe ich nach Irby's Vorgang[1] die Zahl der einzelnen Formen festgestellt, die in Lévy's „Description d'une collection de minéraux etc." vorkommen.

Lévy führt in diesem Werke 79 Exemplare von Rothgültigerz an, die sich auf 55 verschiedene Combinationen ver-

[1] On the crystallography of calcite. Inaug.-Diss. Göttingen 1878.

Digitized by Google

theilen. Von den Localitäten waren besonders Andreasberg und Freiberg vertreten; von Andreasberg werden 27 Exemplare aufgeführt, von Freiberg 26. Die flächenreichsten Exemplare stammten von Freiberg. Die übrigen vertheilen sich auf Markirch, Johanngeorgenstadt, Annaberg und Schemnitz in Ungarn. Bei einigen Combinationen ist kein Vorkommen angegeben. Ich habe jede dieser Combinationen, da sie doch wenigstens an einem Exemplar in der Sammlung vorhanden gewesen sein musste, als an einem Exemplar beobachtet in die Berechnung mit aufgenommen. Die Zahl der Exemplare wird dann 85. Die Gesammtzahl der vertretenen Formen beträgt 25.

Von diesen Formen kommen vor:

∞P2	(1 . 1 . $\bar{2}$. 0)	an 60 Exempl.,	fast $\frac{3}{4}$ der Gesammtzahl
$-\frac{1}{2}$R	(0 . 1 . $\bar{1}$. 2)	43	über $\frac{1}{2}$ „ „
$\frac{1}{4}$R3	(2 . 1 . $\bar{3}$. 4)	32	(21 von Andreasberg)
R3	(2 . 1 . $\bar{3}$. 1)	28	
R	(1 . 0 . $\bar{1}$. 1)	28	
R5	($\frac{5}{3}$. 2 . $\bar{5}$. 1)	36	zusammen, s. o. die Bemerkungen bei R5.
R7	(4 . 3 . $\bar{7}$. 1)		
oR	(0 . 0 . 0 . 1)	14	
-2R2	(1 . 3 . $\bar{4}$. 1)	7	(6 von Andreasberg).

Die selteneren Flächen, welche nur an wenigen Exemplaren auftraten, fanden sich fast ausschliesslich an Krystallen von Andreasberg. Im Übrigen zählt auch Freiberg viele seltene Formen. Die am häufigsten vorkommenden Flächen gehören, wie man aus obiger Zusammenstellung ersieht, der Polkantenzone von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) an; wenn man berücksichtigt, dass in Wirklichkeit diese Flächen noch ungleich häufiger vorkommen werden, als in einer Sammlung zu ersehen ist, so kann man das Vorkommen anderer als der oben angeführten Flächen als relativ verschwindend betrachten. Es ist jedoch noch zu erwähnen, dass an den Krystallen des neueren Vorkommens von Freiberg nach Groth die Form $\frac{1}{2}$R$\frac{11}{3}$ (7 . 4 . $\bar{11}$. 6) mit zu den häufigsten zählt. Addirt man die gesammte Anzahl der Formen, indem jede Form so oft gezählt wird, als sie vorkommt, so ist die Anzahl derselben 295. Von diesen 295 Formen fallen 191 auf ∞P2 (1 . 1 . 2 . 0), $-\frac{1}{2}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 2), $\frac{1}{4}$R3 (2 . 1 . 3 . 4), R3 (2 . 1 . 3 . 1) und R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1), rechnet man noch R7 (4 . 3 . 7 . 1), R5

Digitized by Google

(3 . 2 . 5 . 1) und oR (0 . 0 . 0 . 1) dazu, so haben wir 241 Formen, d. i. über $\frac{1}{3}$ der Gesammtzahl. Es geht hieraus die Bedeutung der erwähnten Formen hinlänglich hervor.

Dass die oben erwähnten Formen es hauptsächlich sind, welche den Character der Combinationen ausmachen, zeigt schon ein Blick auf die oben angeführten Combinationen. Im Ganzen zählte ich 144 Combinationen, welche, jede Form so oft gerechnet als sie vorkommt, 621 Formen enthielten. In diesen war vertreten

∞P2	(1 . 1 . $\bar{2}$. 0)	102 mal
R3	(2 . 1 . $\bar{3}$. 1)	81 „
$-\frac{1}{2}$R	(0 . 1 . $\bar{1}$. 2)	77 „
$\frac{1}{4}$R3	(2 . 1 . $\bar{3}$. 4)	55 „
	zusammen	373 mal

In der Polkantenzone von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) lagen 441 Formen, in der Diagonalzone von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) 199 Formen, in beiden Fällen R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) und ∞P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 0) mitgerechnet. Die Zahl der in beiden Zonen zusammen auftretenden Formen betrug 480. Die Zahl der an dem Aufbau betheiligten einzelnen Gestalten beträgt 47, so dass bei gleicher Vertheilung jede Form etwa 13mal vorkommen müsste.

In Betreff des Characters der Combinationen unterscheiden sich die einzelnen Fundorte nicht sehr wesentlich. Die flächenreichsten Combinationen und die selteneren Formen sind zumeist an Krystallen von Andreasberg und von Freiberg vorgekommen. Über den abweichenden Character des neueren Freiberger Vorkommens, an dem namentlich das Skalenoëder $\frac{1}{2}$R$\frac{1}{3}$ (7 . 4 . $\bar{11}$. 6) häufig auftritt, s. Groth's Bemerkungen „Mineraliensammlung der Universität Strassburg“ 1878, pg. 64.

g. Formen und Combinationen, welche dem lichten Rothgültigerz eigen sind.

Im Allgemeinen scheinen, was auch bei der vollkommenen Isomorphie beider Arten zu erwarten ist, die meisten Formen, welche der einen Art zukommen, auch der andern anzugehören. Es ist allerdings leider in vielen Fällen nicht bemerkt, ob die Messungen am Pyrargyrit oder am Proustit gemacht wurden, und es ist in Zukunft ein besonderes Augenmerk darauf zu richten, welcher der beiden Arten das etwa

Digitized by Google

gemessene Material angehört oder zu welcher es in seiner Zusammensetzung mehr hinneigt. Im Allgemeinen wird das Auftreten von spitzen Skalenoëdern mehr dem Proustit zugeschrieben. Über Formen und Combinationen, welche besonders am Proustit beobachtet sind, vergleiche die obigen Tabellen. Miller giebt die folgenden Combinationen als dem Proustit besonders eigenthümlich an;

1) R3 (2.1.$\bar{3}$.1), —2R (0.2.$\bar{2}$.1).
2) R3 (2.1.$\bar{3}$.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), —2R (0.2.$\bar{2}$.1), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), $\frac{1}{4}$R (1.0.$\bar{1}$.4).
3) R3 (2.1.$\bar{3}$.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), $\frac{1}{4}$R (1.0.$\bar{1}$.4), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4).
4) —$\frac{1}{4}$R (0.1.$\bar{1}$.2), R5 (3.2.$\bar{5}$.1), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), R (1.0.$\bar{1}$.1).
5) oR (0.0.0.1), —$\frac{1}{3}$R (0.3.$\bar{3}$.2), R3 (2.1.$\bar{3}$.1).
6) —$\frac{1}{4}$R (0.1.$\bar{1}$.2), R3 (2.1.$\bar{3}$.1), —2R3 (2.4.$\bar{6}$.1).

Das Historische über die Trennung beider Spezies ist in der chemischen Übersicht gegeben.

h. Zwillingsgesetze.

Das häufigste Zwillingsgesetz ist das folgende.

1) Zwillingsaxe parallel einer Polkante von —$\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), Zwillings- und Zusammensetzungsfläche senkrecht darauf. Nach diesem Gesetze kommen häufig Vierlinge vor, indem 3 Individuen sich um ein centrales herumlagern. Durch wiederholte Aneinanderlagerung entstehen bouquetartige Gruppirungen. Streng beobachtete am Proustit von Chañarcillo das Vorkommen polysynthetischer Zwillingslamellen nach diesem Gesetze. Solche Lamellen waren besonders gut zu beobachten an Krystallen, an denen —2R (0 . 2 . $\bar{2}$. 1) vorherrschend war. Auf diesen Flächen kreuzte sich das durch Zwillingsbildung nach dem eben erwähnten Gesetz erfolgende Streifensystem mit dem nach dem dritten Gesetze erfolgenden. Zuweilen kamen an den von Streng beobachteten Krystallen beide Zwillingsgesetze in der Art gleichzeitig vor, dass ein Hauptindividuum mit einer Anzahl kleiner Individuen nach dem ersten, mit einer andern Anzahl nach dem dritten Gesetz verbunden war. Über die weiteren Details verweise ich auf die Abhandlung von Streng.

2) Zwillinge nach einer Fläche von —$\frac{1}{2}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 2), Zwillingsaxe senkrecht darauf. Dieses Gesetz ist bei weitem nicht so häufig wie das erste.

Digitized by Google

3) Zwillingsfläche eine Fläche von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1), Zwillingsaxe senkrecht darauf. Die Hauptaxen der Zwillingsindividuen stehen fast rechtwinklig auf einander. Nach diesem Gesetze kommen gleichfalls nicht selten Vierlinge vor, indem sich drei Individuen um ein centrales lagern. Die angelagerten Individuen sind, wie Streng am Proustit von Chañarcillo beobachtete, häufig kleiner als das centrale. Polysynthetische Zwillingsbildung nach diesem Gesetz wurde ebenfalls von Streng beobachtet. Einem Hauptindividuum waren häufig zahlreiche Lamellen nach einer Fläche von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) eingelagert. Auf ∞P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 0) erschienen namentlich scharfe parallele Streifen, die sich von durch alternirende Combination hervorgebrachten Streifen dadurch unterscheiden, dass sie auch über andere Flächen, z. B. über —2R (0 . 2 . $\bar{2}$. 1) fortziehen.

4) Zwillinge nach oR (0 . 0 . 0 . 1) oder ∞R (1 . 0 . $\bar{1}$. 0). Ein ungewöhnliches Gesetz.

5) Frenzel erwähnt in seinem „mineralog. Lexicon etc.“ am Proustit Zwillinge nach —2R (0 . 2 . $\bar{2}$. 1) und am Pyrargyrit von Himmelfahrt bei Freiberg Vierlinge nach demselben Gesetz (s. Nachtrag).

i. Flächenbeschaffenheit.

Streng führt in seiner Arbeit über Rothgültigerz von Chañarcillo drei Ursachen der Flächenstreifung an:

1) Streifung durch Zwillingslamellen.

2) Streifung durch alternirende Combination.

3) Streifung durch das Hervortreten von Subindividuen.

Für alle 3 Fälle bietet das Rothgültigerz ein vorzügliches Beispiel. Die erstere Art der Streifung habe ich schon bei der Betrachtung der Zwillinge hervorgehoben. Die zweite Art der Streifung und die sonstige Flächenbeschaffenheit werde ich jetzt behandeln, um am Schluss dieser Betrachtungen etwas über die Streifung durch Subindividuen mitzutheilen.

1) ∞P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 0) ist oft durch alterirende Combination gestreift nach den Combinationskanten mit R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1), $\frac{1}{4}$R (1 . 0 . $\bar{1}$. 4), R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1), R5 (3 . 2 . $\bar{5}$. 1) und andern steilen Skalenoëdern, nach Streng auch nach R$\frac{16}{3}$ (19 . 13 . $\bar{32}$. 6); ferner ist ∞P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 0) gestreift nach den Combinationskanten mit $\frac{1}{2}$R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 2) und —5R$\frac{7}{5}$ (1 . 6 . 7 . 1) desgl.

Digitized by Google

häufig nach den Flächen der Säulenzone. Zuweilen sind die Flächen von ∞P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 0) rauh.

2) $-\frac{1}{2}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 2) ist oft parallel seinen Polkanten, oft horizontal gestreift. Nach Mohs zuweilen am einen Ende gestreift parallel den Combinationskanten mit $\frac{1}{4}$R (1 . 0 . $\bar{1}$. 4), am entgegengesetzten Ende rauh. An den Proustitkrystallen von Chañarcillo sind $-\frac{1}{2}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 2) und R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) gewöhnlich nicht mit allen Flächen vorhanden.

3) $\frac{1}{4}$R (1 . 0 . $\bar{1}$. 4) ist gewöhnlich gestreift parallel den Combinationskanten mit $-\frac{1}{2}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 2), $\frac{1}{2}$R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 2) und den zu R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) gehörenden Skalenoëdern.

4) $-\frac{3}{2}$R (0 . 3 . $\bar{3}$. 2), eine dem Proustit besonders eigenthümliche Form, ist meist horizontal gestreift.

5) oR (0 . 0 . 0 . 1) ist zuweilen rauh, dem Anlaufen unterworfen, besonders bei lichten Varietäten. ∞R (1 . 0 . $\bar{1}$. 0) zuweilen rauh.

6) R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1) ist öfters gestreift durch alternirende Combination mit ∞P2 (1 . 1 . $\bar{2}$. 0), oder mit Skalenoëdern desselben Mittelkantenrhomboëders; an Krystallen von Chañarcillo fand Streng es gestreift durch alternirende Combination mit R4 (5 . 3 . $\bar{8}$. 2). Die Skalenoëder, welche die Polkante von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) zuschärfen, sind oft parallel dieser gestreift.

7) $\frac{5}{8}$R (5 . 0 . $\bar{5}$. 8), das die stumpfen Polkanten von $\frac{1}{4}$R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 4) abstumpft, ist gewöhnlich diesen parallel gestreift.

8) $-\frac{5}{8}$R3 (5 . 10 . $\bar{15}$. 8) ist häufig rauh.

9) $-\frac{8}{7}$R4 (3 . 5 . $\bar{8}$. 7) ist zuweilen gestreift parallel den Combinationskanten mit $-\frac{1}{2}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 2).

10) Die Flächen von $-2R\frac{3}{2}$ (1 . 5 . $\bar{6}$. 2) fand Streng am Proustit von Chañarcillo horizontal gestreift durch alternirende Combination mit einem $-mR\frac{3}{2}$, wahrscheinlich $-4R\frac{3}{2}$ (1 . 5 . $\bar{6}$. 1).

Durch die sogenannten Subindividuen werden wohl öfters Störungen in der Flächenausbildung hervorgebracht. So wurden Störungen an den Flächen von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) und den die Polkanten dieser Form zuschärfenden Flächen von $\frac{2}{5}$R2 (3 . 1 . $\bar{4}$. 5) von Streng an einem Proustitkrystall von Chañarcillo und zwar an ein und derselben Stelle des Krystalls beobachtet. Da an diesem Krystall in tieferem Niveau meh-

Digitized by Google

rere kleinere Individuen in Zwillingsstellung nach einer Fläche von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) sassen, wird diese Störung nach Streng vermuthlich durch ein von der Substanz des Hauptindividuums überkleidetes, zu diesem in Zwillingsstellung nach R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) befindliches Subindividuum hervorgerufen sein. An einer Stufe mit vorwaltendem —2R (0 . 2 . $\bar{2}$. 1) konnte Streng die Subindividuen selbst beobachten. Sie waren nadelförmig in die Länge gezogen nach einer Linie, die der scharfen Endkante von R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1), parallel war, und bestanden wahrscheinlich aus R3 (2 . 1 $\bar{3}$. 1), da auf den Flächen von —2R (0 . 2 . $\bar{2}$. 1), welche die scharfen Polkanten von R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1) abstumpft, eine Streifung parallel diesen hervortrat. Die Subindividuen waren demgemäss nach der scharfen Polkante von R3 (2 . $\bar{1}$. $\bar{3}$. 1) in die Länge gezogen, unter einander und mit ihren Hauptaxen derjenigen des aus ihnen hervorgehenden Hauptindividuums parallel gestellt. Diese Erscheinungen, sowie andere interessante Wachsthumserscheinungen, die Streng am Pyrargyrit von Chañarcillo beobachtete, und über die man seine oben citirte Abhandlung nachlesen mag, führten ihn zu dem Schlusse, dass die scharfen Endkanten von R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1) die tektonischen Axen sind, nach denen der Aufbau der Krystalle erfolgte.

k. Hemimorphe Ausbildung.

Es sind am Rothgültigerz Verhältnisse bekannt, welche das Vorhandensein eines Hemimorphismus sehr wahrscheinlich machen. Bei fast allen Autoren, schon bei Romé de l'Isle. findet sich angegeben, dass das primäre Prisma häufig nur mit der Hälfte der Flächen ausgebildet ist, ja Mohs behauptet sogar, es wäre relativ weit häufiger halbflächig ausgebildet als beim Turmalin. Auch erwähnen schon die meisten älteren Autoren das Vorhandensein von Krystallen, die an beiden Enden verschieden ausgebildet sind. Ditrigonale Prismen sind desgleichen öfters beobachtet worden.

Diese Verhältnisse erinnern lebhaft an die des Turmalins. Am Rothgültigerz sind, wenn das Protoprisma halbflächig auftritt, diejenigen Flächen der betreffenden Gestalt vorhanden, welche unter den R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) -flächen des gewöhnlich ausgebildeten Endes liegen. Ausbildung an beiden

Digitized by Google

Enden ist äusserst selten, und in den Fällen, wo ich sie erwähnt gefunden habe, waren beide Enden verschieden ausgebildet. Diese Fälle sind nur wenige; ich werde sie einzeln aufführen.

1) Mohs erwähnt (1839), dass $-\frac{1}{2}R$ (0 . 1 . $\bar{1}$. 2) zuweilen am einen Ende der Krystalle parallel den Combinationskanten mit $\frac{1}{4}R$ (1 . 0 . $\bar{1}$. 4) gestreift, am andern Ende rauh erscheint.

2) Zippe führt in einem Verzeichniss von Rothgültigerzkrystallen von Joachimsthal (1842) einen Krystall auf, der folgende Formen zeigt

$\infty P2$ (1 . 1 . $\bar{2}$. 0), $\frac{\infty R}{2}$ (1 . 0 . $\bar{1}$. 0), am einen Ende $-\frac{1}{2}R$ (0 . 1 . $\bar{1}$. 2), $-\frac{1}{8}R3$ (5 . 10 . $\bar{1}5$. 8), $-2R2$ (1 . 3 . $\bar{4}$. 1), am andern Ende nur $-\frac{1}{2}R$ (0 . 1 . $\bar{1}$. 2).

3) F. A. Roemer führt in einer kurzen Notiz in diesem Jahrb. 1848, pg. 311 zwei Krystalle an, welche an beiden Enden verschieden ausgebildet sind. Die Flächen sind nicht bestimmt, da sie zur Messung nicht geeignet waren.

4) Frenzel führt in seinem mineralog. Lexicon für Sachsen beim Pyrargyrit an, dass Krystalle bekannt sind, welche $\infty P2$ (1.1.2.0), am obern Pole $-\frac{1}{2}R$ (0.1.$\bar{1}$.2), oR (0.0.0.1), am untern Pole R (1.0.$\bar{1}$.1) und R3 (2.1.$\bar{3}$.1) zeigen.

5) In der mineralogischen Sammlung der Universität Strassburg befindet sich ein an beiden Enden ausgebildeter Krystall, der von Groth gemessen wurde. Derselbe zeigt am einen Ende $\frac{1}{4}R3$ (2.1.$\bar{3}$.4) vorherrschend, klein $-\frac{1}{2}R$ (0.1.$\bar{1}$.2), R (1.0.$\bar{1}$.1), $\frac{1}{2}R\frac{1}{3}$ (7.4.$\bar{11}$.6), R3 (2.1.$\bar{3}$.1), $-5R\frac{7}{5}$ (1.6.7.1), das andere Ende zeigt $\frac{1}{2}R\frac{1}{3}$ (7.4.$\bar{11}$.6) vorherrschend, mit warziger Oberfläche und kleine Flächen von R3 (2.1.$\bar{3}$.1), von andern Flächen dagegen keine Spur.

Es ist nach dem soeben Angeführten sehr wahrscheinlich, dass das Rothgültigerz hemimorph ist und die erwähnten Fälle keine zufälligen Ausbildungsweisen darstellen; ein endgültiger Beweis wäre durch die Methode der Ätzfiguren und durch Untersuchungen über das pyroelektrische Verhalten zu liefern.

l. Isogonismus.

Es ist von vielen Forschern darauf aufmerksam gemacht und besonders von Gustav Rose betont worden, dass in den

Digitized by Google

krystallographischen Verhältnissen das Rothgültigerz mit dem Kalkspath grosse Ähnlichkeit darbietet. Gustav Rose stellte im Jahre 1829 in einem Aufsatze in Pogg. Ann. Bd. 76, pg 291 fest, dass das Rothgültigerz und der analog zusammengesetzte Bournonit sich in krystallographischer Beziehung zu einander verhalten wie Kalkspath und Aragonit, oder wie Natron- und Kalisalpeter. Den Isogonismus des Bournonit mit dem Aragonit belegt Gustav Rose durch eine vergleichende Tabelle der Winkel des Bournonit, des Weissbleierzes und des Aragonit. Überdies ist eine Isodimorphie der Silbersulfantimonite mit den resp. Blei- und Kupfersulfantimoniten, wie auch Groth annimmt, nicht unwahrscheinlich. Will man sich diese Verhältnisse nach Art derjenigen vorstellen, wie sie am Natron- und Kalisalpeter vorliegen, so kann man sich dieselben analog der Deutung am Calciumcarbonat und Natrium- resp. Kaliumnitrat, ebenfalls durch Vertretung gleichwerthiger Atomgruppen erklären.

$$\overset{\text{VI}}{\overbrace{\text{Ca C}}}\,\text{O}_3$$

$$\overset{\text{VI}}{\overbrace{\text{Ag}_3\,(\text{Sb, As})}}\,\text{S}_3$$

Hier treten die sechswerthigen Gruppen Ca C und Ag_3 (Sb, As) gleichwerthig auf und der Sauerstoff wird durch den analogen Schwefel vertreten.

Zugleich am Kalkspath und am Rothgültigerz kommen die folgenden 49 Formen vor.

oR (0.0.0.1), $\frac{1}{4}$R (1.0.$\bar{1}$.4), $\frac{1}{2}$R (1.0.$\bar{1}$.2), R (1.0.$\bar{1}$.1), $\frac{5}{2}$R (5.0.$\bar{5}$.2), 4R (4.0.$\bar{4}$.1), 5R (5.0.$\bar{5}$.1), 16R (16.0.$\bar{16}$.1), $-\frac{1}{5}$R (0.1.$\bar{1}$.5), $-\frac{2}{5}$R (0.2.$\bar{2}$.5), $-\frac{1}{2}$R (0.1.$\bar{1}$.2), $-$R (0.1.$\bar{1}$.1), $-\frac{4}{5}$R (0.5.$\bar{5}$.4), $-\frac{4}{3}$R (0.3.$\bar{3}$.2), $-$2R (0.2.$\bar{2}$.1), $-\frac{7}{2}$R (0.7.$\bar{7}$.2), $-$5R (0.5.$\bar{5}$.1), $-$14R (0.14.$\bar{14}$.1), ∞R (1.0.$\bar{1}$.0), ∞P2 (1.1.$\bar{2}$.0), ∞R3 (2.1.$\bar{3}$.0), $\frac{1}{3}$P2 (1.1.$\bar{2}$.3), $\frac{1}{3}$P2 (2.2.$\bar{4}$.3), $\frac{2}{3}$P2 (4.4.$\bar{8}$.3), $\frac{1}{3}$R$\frac{7}{3}$ (7.4.$\bar{11}$.15), $\frac{1}{4}$R3 (2.1.$\bar{3}$.4), $\frac{1}{4}$R5 (3.2.$\bar{5}$.4), $\frac{1}{3}$R$\frac{7}{3}$ (10.7.$\bar{17}$.9), $\frac{2}{5}$R2 (3.1.$\bar{4}$.5), $\frac{2}{5}$R3 (4.2.$\bar{6}$.5), $\frac{4}{7}$R$\frac{8}{7}$ (5.1.$\bar{6}$.7), R$\frac{8}{7}$ (5.1.$\bar{6}$.4), R$\frac{5}{3}$ (4.1.$\bar{5}$.3), R3 (2.1.$\bar{3}$.1), R4 (5.3.$\bar{8}$.2), R5 (3.2.$\bar{5}$.1), R$\frac{9}{8}$ (19.13.$\bar{32}$.6), R$\frac{7}{3}$ (10.7.$\bar{17}$.3), R7 (4.3.7.1), 2R3 (4.2.$\bar{6}$.1), $-\frac{1}{4}$R3 (1.2.$\bar{3}$.5), $-\frac{1}{2}$R3 (1.2.$\bar{3}$.2), $-\frac{4}{5}$R3 (4.8.$\bar{12}$.5), $-$R$\frac{7}{3}$ (2.5.7.3), $-$2R$\frac{5}{3}$ (1.5.$\bar{6}$.2), $-$2R2 (1.3.$\bar{4}$.1), $-$2R3 (2.4.$\bar{6}$.1), $-$5R$\frac{7}{5}$ (1.6.7.1), $-$8R$\frac{4}{7}$ (1.9.$\bar{10}$.1).

Digitized by Google

4. Physikalischer Theil.

a. Härte und Spaltbarkeit.

Die Härte wird bei beiden Varietäten allgemein als 2—2,5 angegeben.

Die Spaltbarkeit findet ziemlich vollkommen nach dem Grundrhomboëder statt.

b. Spezifisches Gewicht.

Ich gebe im Folgenden eine kurze Übersicht der verschiedenen Gewichtsbestimmungen, die ich in der Literatur gefunden habe.

Brisson 5,5637—5,5886.

Vauquelin 5,592; diess soll das spez. Gew. des zu seiner Analyse verwendeten arsenfreien Materials sein. Diese Bestimmung wird wohl eine falsche sein, da der angeführte Werth kaum höher ist als das spez. Gew. des reinen Proustit.

α. Angaben am Pyrargyrit.

Gellert in Hoffmann's Handbuch etc.: 5,608—5,684.

Breithaupt in Hoffmann's Handbuch:

5,803 derbes Erz von Himmelsfürst,

5,736 krystallisirtes von Beschertglück.

Mohs:

5,846 Krystalle von Beschertglück,

5,831 „ „ Harz,

5,422 „ „ Kurprinz bei Freiberg.

Breithaupt gab im Jahre 1827 genaue Bestimmungen:

5,728 Kurprinz b. Freiberg,

5,787 Beschertglück b. Freiberg. Vorkommen vom Jahre 1811,

5,800 Neue Hoffnung Gottes Erbst. zu Bräunsdorf unterhalb Freiberg,

5,832 Andreasberg,

5,841 Neue Hoffnung Gottes.

Böttger:

5,89 bei 21° C. Pyrargyrit von Malaroche bei Zacatecas in Mexico, arsenfrei.

Senfter:

5,90 Wenzel-Gang bei Wolfach in Baden, arsenfrei.

Streng:

5,68 Chañarcillo, Grube Dolores I, enthielt 3,8 % Arsen.

Digitized by Google

Auffallend ist das geringe spec. Gew., welches Mohs vom krystallisirten Pyrargyrit von Kurprinz angiebt. Breithaupt, welcher sehr sorgfältige Beobachtungen anstellte, unterwarf das Material von Kurprinz einer genauen Prüfung. Er fand, dass das dunkle Rothgültigerz dort häufig als dünner Überzug das lichte bekleidete und häufig einen Kern des lichten umschloss, also ein Fall der sog. isomorphen Schichtung vorlag. Im letzteren Falle war kein Krystall frei von Längsporen. Er fand sogar Krystalle, die aus stenglig abgesonderten Stücken beider Varietäten bestanden; es wurde alsdann die Arsensilberblende stets von der Antimonsilberblende umschlossen. Auch die möglichst rein ausgewählten Stücke, welche das spez. Gew. von 5,732 aufwiesen, zeigten unter dem Vergrösserungsglase haarähnliche Poren und diese Abänderung war stets zerrissen blättrig, selbst im Bruch weniger glänzend als die andern. Alle diese Merkmale galten Breithaupt als Beweise, dass diese Substanz nicht mehr ihre völlige Dichtigkeit besitze und so erklärt er das geringe spez. Gew., das Mohs an Krystallen dieses Fundortes fand, und welches noch unterhalb der Grenze steht, die Breithaupt für das spez. Gew. des lichten Rothgültigerzes feststellte. Die von Breithaupt untersuchten Kurprinzer Krystalle zeigten auch einen mittleren, in der Farbe schwankenden Strich, der auf ein Gemenge deutet. Als Grenzen für das spez. Gew. der Antimonsilberblende führt Breithaupt auf 5,78—5,85.

β. Bestimmungen am lichten Rothgültigerz.

Mohs: 5,524 Annaberg.

Breithaupt (1827):

5,517 wahrscheinlich aus dem Wesergebirge,
5,531 Joachimsthal,
5,536 Friedr. Aug. Erbst. unterhalb Freiberg,
5,584 Marcus Röhling b. Annaberg,
5,589 desgl.,
5,592 desgl.

Die Annaberger Vorkommen zeigen nach Breithaupt ein constant höheres spez. Gewicht.

H. Rose: 5,552 bei $10\frac{1}{2}^{0}$ R. Joachimsthal (0,69 % Antimon).

Breithaupt giebt als Grenzen 5,51—5,59.

Digitized by Google

c. Optische Eigenschaften.

Das Rothgültigerz hat durchaus die Charactere eines optisch einaxigen Minerals. Der Character der Doppelbrechung ist negativ, die Doppelbrechung sehr energisch. Der Pleochroismus ist schwach: die Basisfarbe nach HAIDINGER cochenilleroth, die Prismenfarbe blutroth. Sehr hohe Brechungsexponenten. Nach BREWSTER $\mu = 2{,}564$. FIZEAU fand für den Pyrargyrit $\omega = 3{,}084$, $\varepsilon = 2{,}881$ für rothes Licht. PFAFF gab Brechungsexponenten, die DES-CLOIZEAUX berichtigte.

d. Electrische Eigenschaften.

Über die electrischen Eigenschaften finde ich nur eine Notiz von HAÜY im Journ. des mines 1797 T. V. No. 30, pg. 476, wo erwähnt wird, dass das Rothgültigerz durch Reibung electrisch wird, wenn es gut isolirt wird. Doch geht ihm die Idio-Electricität ab, wodurch HAÜY es vom Realgar unterscheidet. HAÜY giebt für diese Erscheinung eine eigenthümliche Erklärung. Sie beruht nach ihm darauf, dass einige Molecüle ihren Sauerstoff abgegeben haben und sich nun im metallischen Zustande befinden, daher gute Leiter sind, die sog. „molécules revivifiées". Diese sind es auch nach ihm, die, an der Oberfläche lagernd, die metallische graue Farbe des Erzes hervorrufen.

II. Messungen und Analysen.

Die Wahrnehmung, dass es in der Literatur vollständig an Analysen von gemessenem Material fehlt, bestimmte mich, an einigen Varietäten Messungen im Zusammenhang mit Analysen anzustellen. Es war dabei hauptsächlich mein Zweck, die Grunddimensionen der Normalvarietäten festzustellen. Herr Prof. KLEIN hatte die Freundlichkeit, mir Rothgültigerz von Freiberg, Andreasberg und Chañarcillo in wohl messbaren Krystallen zur Verfügung zu stellen. Ich unterwarf ein lichtes Erz von Chañarcillo, zwei dunkle von Andreasberg und ein dunkles von Freiberg der Messung und Analyse.

1. Voranalyse.

Um zu erfahren, ob in den dunkeln Erzen Arsen enthalten sei, nahm ich eine Vorprüfung des Materials nach der

Digitized by Google

Fresenius-Babo'schen Methode zum Nachweis von Arsen neben Antimon (Zeitschr. f. analyt. Chemie 1881, pg. 522) vor. Das Freiberger und ein Andreasberger Erz gaben hierbei einen deutlichen Arsenspiegel. Das eben erwähnte arsenhaltige Andreasberger Vorkommen werde ich mit Andreasberg I bezeichnen; das andere Andreasberger Erz, das ich mit Andreasberg II bezeichnen werde, gab keine Spur eines Arsenspiegels.

2. Messungen.

a. Proustit von Chañarcillo.

Die Proustitkrystalle von Chañarcillo waren von schöner rother Farbe und von einem hohen Grade von Durchsichtigkeit. Sie waren vielfach mit einem Überzuge von Bergleder bekleidet, der sich wie ein Handschuh abstreifen liess. Sie zeigten die Combination $\infty P2$ (1 . 1 . $\bar{2}$. 0), R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1) allein und mit $-\frac{1}{2}R$ (0 . 1 . $\bar{1}$. 2), einige zeigten auch R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1) allein. Die Polkante von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) leitete ich ab aus Messungen an $-\frac{1}{2}R$ (0 . 1 . $\bar{1}$. 2). Ich erhielt folgende Resultate.

Polkante von $-\frac{1}{2}R$ (0 . 1 . $\bar{1}$. 2) = 137° 14′ 10,5″ als Mittel von 20 Messungen. Dieselben schwankten von 137° 13′ bis 137° 15′. Es würde sich daraus die Polkante von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) ableiten zu 107° 48′ 24″.

Die Messungen wurden angestellt an einem Reflexionsgoniometer mit Websky'schem Spalt und Fernrohr. Da die Bilder nicht ganz in der gewünschten Schärfe hervortraten, stellte ich die Messungen von neuem mit einem weniger stark vergrössernden Ocular an. Nun erhielt ich distinkte Bilder und ein genaues von dem ersten um ein Geringes abweichendes Resultat. Als Mittel aus 17 Messungen erhielt ich die Polkante von $-\frac{1}{2}R$ (0 . 1 . $\bar{1}$. 2) =

137° 15′ 22″

Grenzwerthe 137° 14′ 30″ und 137° 16′ 30″.

Es ist diess derselbe Winkel, den Streng am Proustit von Chañarcillo, Grube Dolores I, bestimmte. Er fand **107° 15′ 30″**, welchen Winkel ich für das Axenverhältniss ebenfalls der Rechnung zu Grunde legen werde. Miller giebt den Winkel zu 107° 16′. Da das Material sich bei der nachherigen Analyse als frei von Antimon erwies, ist der von

Digitized by Google

Streng abgeleitete Grundwinkel Polkante von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) = **107° 49′ 50″**, oder einfacher 107° 50′ als Grundwinkel für die normale Arsensilberblende anzunehmen. Es leitet sich aus dem obenstehenden Fundamentalwerthe ab:

$$c = \mathbf{0{,}803389.}$$

Gestützt werden diese Dimensionen durch Messungen, welche ich an R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1) anstellte. Die Bilder der Flächen waren sehr gut, besser als diejenigen, welche sich auf den Flächen von $-\frac{1}{3}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 2) zeigten. Ich fand die scharfe Polkante von R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1) im Mittel von zwölf Messungen = 105° 21′ 42″. Grenzwerthe 105° 20′ 30″ und 105° 23′.

Die stumpfe Polkante von R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1) fand ich im Mittel von 10 Messungen = 144° 42′ 24″; Grenzen 144° 41′ 30″ und 144° 43′.

Der Winkel der scharfen Polkanten weicht von dem aus dem obigen Axenverhältniss gerechneten nur um 5″, der Winkel der stumpfen Polkante nur um 6″ ab.

R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1)

	gemessen	berechnet
St. Polkante	144° 42′ 24″	144° 42′ 30″
Sch. Polkante	105° 21′ 42″	105° 21′ 37″

b. Pyrargyrit von Freiberg.

Gemessen wurden die Polkanten des Skalenoëders $\frac{1}{2}$R$\frac{11}{3}$ (7 . 4 . $\bar{11}$. 6).

1) Scharfe Polkante.

Die Flächen gaben viele Bilder. Mittel aus 7 Messungen 117° 24′ 56″.

2) Scharfe Polkante.

Die Flächen gaben helle scharfe Bilder; auf der einen Fläche zeigte sich ein blasses Nebenbild.

Mittel aus 12 Messungen 117° 25′ 52″; Grenzen 117° 25′ 30″ und 117° 27′ 0″.

3) Stumpfe Polkante.

Beide Flächen gaben scharfe helle Bilder, auf der einen ein sehr blasses Nebenbild.

Mittel aus 12 Messungen **145° 29′ 17,5″**; Grenzen 145° 28′ 30″ und 145° 31′.

Digitized by Google

Aus diesem zuletzt gemessenen Winkel berechnet sich die Polkante von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) zu

$108^0\ 38'\ 30''$;

$c = 0{,}7890100$.

Rechnet man die scharfe Polkante X aus dem zu Grunde gelegten Werth von Y, so erhält man $X = 117^0\ 27'\ 13''$. Davon weicht die gemessene Polkante ab bei der Messung:

1) viele Bilder; Abweichung $2'\ 17''$.

2) „ $1'\ 21''$.

c. Pyrargyrit von Andreasberg I.

Messungen an $-\frac{1}{2}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 2). Gemessen die Polkante dieser Form.

Krystall I.

1) Bilder vorzüglich, schwache Nebenbilder. Aus 18 Messungen das Mittel

$137^0\ 54'\ 38''$;

Grenzen $137^0\ 53'\ 30''$ und $137^0\ 55'\ 30''$.

2) Zwei andere Flächen. Mittel aus 9 Messungen

$137^0\ 54'\ 23''$;

Grenzen $137^0\ 54'\ 30''$ und $137^0\ 54''$.

Krystall II.

3) Die Flächen geben mehrere Bilder.

Mittel aus 9 Messungen

$137^0\ 56'\ 37''$;

Grenzen $137^0\ 56'$ und $137^0\ 57'\ 30''$.

Krystall III.

4) Bilder gut; die eine Fläche zeigt ein zweites Bild, das mit dem ersten nahezu coincidirt.

Mittel aus 18 Messungen

$137^0\ 55'\ 23''$;

Grenzen $137^0\ 54'\ 30''$ und $137^0\ 56'\ 30''$.

5) Zwei andere Flächen.

Bilder gut, auf der einen Fläche vorzügliches Bild. Keine Nebenbilder.

Mittel aus 9 Messungen

$137^0\ 54'\ 30''$;

Grenzen $137^0\ 54'$ und $137^0\ 55'$; siebenmal gemessen $137^0\ 54'\ 30''$.

Digitized by Google

Zur Aufstellung des Axenverhältnisses sind am besten die Messungen 1), 2) und 5) zu verwenden. Das Mittel aus ihnen ist:

137° 54′ 30″.

Aus diesem Winkel berechnet sich die Polkante von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) zu **108° 37′ 33″**
und c = **0,7892904.**

d. Pyrargyrit, Andreasberg II.

Dieses Vorkommen erwies sich als völlig arsenfrei. Leider war nur wenig zur Messung taugliches Material vorhanden und nur ein Krystall ganz besonders geeignet, um zur Aufstellung der Grunddimensionen benutzt zu werden.

Es wurde zur Bestimmung der letzteren der von den besten Flächen der Combination gebildete stumpfe Polkantenwinkel von R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1) mit aller Sorgfalt gemessen.

Stumpfe Polkante von R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1)

1) Beide Flächen sind mustergültig und geben einheitliche, scharfe Bilder.

Mittel aus 32 Messungen

144° 49′ 13″;

Grenzen 144° 48′ 30″ und 144° 50′.

2) Zwei andere Flächen. Jede der beiden Flächen giebt zwei Bilder; die Bilder der einen Fläche sind hell und scharf; die der andern weniger deutlich. Eine der Flächen ist gestreift.

Mittel aus 11 Messungen

144° 48′ 38″;

Grenzen 144° 47′ 30″ und 144° 50′ 30″.

Scharfe Polkante von R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1).

Die eine Fläche liefert ein gutes Bild; die andere gestreifte ein undeutliches blasses.

Mittel aus 10 Messungen

105° 34′ 39″;

Grenzen 105° 34′ und 105° 35′ 30″.

Combinationskante $-\frac{1}{2}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 2) : R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1).

Beide Flächen lieferten gute Bilder.

Mittel aus 8 Messungen

129° 38′ 37,5″;

Grenzen 129° 38′ und 129° 39′ 30″.

Digitized by Google

Die Grunddimensionen leite ich ab aus der ersten Messung der stumpfen Polkante von R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1), da hier die besten Flächen vorhanden sind.

Aus

$$\text{Y von R3 } (2 . 1 . \bar{3} . 1) = 144^0\ 49'\ 13''$$

ergiebt sich

$$\text{Polkante von R } (1 . 0 . \bar{1} . 1) = 108^0\ 47'\ 2''$$

$$c = 0{,}7865218.$$

Aus dem zu Grunde gelegten Winkel der stumpfen Polkante berechnet sich die scharfe Polkante von R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1) zu 105° 37′ 42″.

Der gemessene Winkel differirt von dem beobachteten um etwa 3′, was sich aus der geringern Güte der zur Messung verwendeten Flächen erklärt.

Die Combinationskante $-\frac{1}{2}$R (0 . 1 . $\bar{1}$. 2) zu R3 (2 . 1 . $\bar{3}$. 1) berechnet sich zu 129° 40′ 23″, von diesem Werthe weicht der gemessene Winkel um 1′ 45″ ab.

3. Analysen.

Jede der gemessenen Varietäten unterwarf ich einer spezifischen Gewichtsbestimmung und einer Analyse. Das Material wurde sorgfältig ausgelesen und gereinigt. Zur spezifischen Gewichtsbestimmung wurden kleine Bruchstücke verwandt; dieselbe wurde im Pyknometer vorgenommen und es wurden die erforderlichen Temperaturcorrectionen angebracht.

Zur Bestimmung des Silber- und Arsengehaltes des lichten Rothgültigerzes wurde das feingeriebene Mineral mit mässig concentrirter Salpetersäure gelinde erwärmt, wobei nur reiner Schwefel ungelöst blieb. Das Silber wurde aus der Lösung als Silberchlorid gefällt und nach der Wägung auf etwa mitgerissenes Antimon geprüft, von dem es sich frei erwies, wie auch eine Vorprobe an Material von demselben Fundort zeigte, dass beim Fällen mit Salzsäure kein Arsen oder Antimon mit niedergerissen wurde. Das Arsen wurde mit Magnesiamischung gefällt und als Magnesiumpyroarseniat bestimmt; das Filtrat auf Antimon geprüft, von dem es nichts enthielt.

Das dunkle Rothgültigerz wurde ebenfalls durch Salpetersäure zerlegt und das ausgeschiedene Antimonoxyd durch Zusatz von Weinsäure in Lösung gebracht. Bei dem Mate-

Digitized by Google

rial Andreasberg I ging die Lösung sehr langsam und erst nach wiederholtem Zusatz von Weinsäure von Statten. Bei der Zerlegung des Freiberger Erzes schieden sich am Boden schwere weisse glänzende Kryställchen von Silbersulfat aus, die in der ziemlich concentrirten Säure sich auch beim Erhitzen nicht wieder lösten. Die Lösung wurde daher vorsichtig abgegossen, die Krystalle in siedendem Wasser gelöst und diese Lösung mit der ersteren vereinigt. Es war also hier ein Theil des Silbersulfids durch die Einwirkung der Salpetersäure zu Silbersulfat oxydirt worden. Auch KLAPROTH erwähnt bei Gelegenheit einer seiner Analysen, dass er bei der Zersetzung mit Salpetersäure eine Ausscheidung von Silbersulfatkrystallen erhielt.

Bei der Analyse von Andreasberg II, die ich zuletzt anstellte, brachte ich das Pulver des Erzes mit ganz wenig Wasser und trockner gepulverter Weinsäure in das Becherglas, erwärmte kurze Zeit auf dem Wasserbade und fügte dann warme ziemlich concentrirte Salpetersäure hinzu; jetzt ging alles bis auf einen Theil des Schwefels in kurzer Zeit in Lösung.

Bei den drei dunkeln Erzen wurde die Trennung und Bestimmung der Bestandtheile in der folgenden Weise vorgenommen. Es wurden mittelst Schwefelwasserstoff aus der verdünnten Lösung die Sulfide von Silber, Arsen und Antimon gefällt und die Trennung des ersteren von den beiden andern durch Behandeln des Niederschlages mit Kaliumsulfidlösung bewerkstelligt. Das ungelöst bleibende Silbersulfid wurde in Salpetersäure gelöst, mit Salzsäure gefällt und in bekannter Weise als Chlorid bestimmt. Aus der vom Silbersulfid abfiltrirten Flüssigkeit wurden alsdann die Metalle der Arsengruppe mittelst Salzsäure abgeschieden, der Niederschlag auf dem Filter in warmem verdünntem Ammonsulfid gelöst, die Lösung bis zur Zersetzung des Ammonsulfids auf dem Wasserbade erwärmt und die ausgeschiedenen Sulfide des Arsen und Antimon mit concentrirter Salzsäure und Kaliumchlorat oxydirt; zur völligen Lösung der Antimonsäure wurde etwas Weinsäure zugefügt und der ungelöste Schwefel dann durch Filtration entfernt. Die Lösung wurde mit Ammoniak übersättigt und alsdann die Arsensäure mittelst der Magnesia-

Digitized by Google

mischung als Magnesiumammoniumarseniat ausgefällt. Um etwa mitgefallenes basisches Magnesiumtartrat zu entfernen, wurde der Niederschlag, nachdem er sich gut abgesetzt, filtrirt, auf dem Filter in Salzsäure gelöst und dann nochmals die Fällung mit Ammoniak vorgenommen. Das Magnesiumammoniumarseniat wurde durch Glühen in Magnesiumpyroarseniat übergeführt und dieses gewogen.

Aus den vereinigten Filtraten wurde nach dem Ansäuern mit Salzsäure das Antimon durch Schwefelwasserstoff als Pentasulfid gefällt, die Hauptmenge des letzteren durch Erhitzen im Porcellanschiffchen im Kohlendioxydstrom in Trisulfid übergeführt und dieses gewogen. Der am Filter haftende Rest wurde in Ammonsulfid gelöst, die Lösung zur Trockne verdampft und der Rückstand durch Erwärmen mit rauchender Salpetersäure und späteres Glühen in Antimontetraoxyd übergeführt; dieses sodann gewogen.

Die Schwefelbestimmung wurde in allen Fällen mit einer besonderen Probe ausgeführt. Das Mineralpulver wurde mit Soda und Salpeter geschmolzen, die Schmelze mit warmem Wasser ausgelaugt und die Schwefelsäure mit Baryumchlorid als Baryumsulfat gefällt; dieses nach der Wägung, um es von mitgerissenem Alkali zu befreien, mit heissem mit etwas Salzsäure versetzten Wasser dekantirt und nochmals gewogen.

Im Folgenden stelle ich die Resultate meiner Analysen und spezifischen Gewichtsbestimmungen zusammen mit den Werthen, welche ich aus meinen Messungen für die Grunddimensionen abgeleitet habe.

Proustit von Chañarcillo.

Spec. Gew. = 5,5553.

Angewandte Substanz 0,5877 gr.

$AgCl$	= 0,5084	enthält Ag	= 0,3826	entspricht	65,10%
$Mg_2As_2O_7$	= 0,1825	„ As_2	= 0,0883	„	15,03% .

Substanz für die Schwefelbestimmung 0,2056.

$BaSO_4$	= 0,2922	enthält S	= 0,0401	entspricht	19,52%,

also

Ag	= 65,10
As	= 15,03
S	= 19,52
Summe	= 99,65

Polkante von R $(1.0.\bar{1}.1)$ = 107° 49′ 50″; c = 0,803389.

Digitized by Google

Pyrargyrit von Freiberg.

Spec. Gew. = 5,754.

Angewandte Substanz 1,0320.

$AgCl$	= 0,8314	enthält	Ag = 0,6257	entspricht	60,63 %	
$Mg_2As_2O_7$	= 0,0558	„	As_2 = 0,0270	„	2,62 „	
Sb_2S_3	= 0,2544	„	Sb_2 = 0,1826	„	17,69 „	} 18,58 %
Sb_2O_4	= 0,0116	„	Sb_2 = 0,00922	„	0,89 „	

Substanz für die Schwefelbestimmung 0,1962.

$BaSO_4$ = 0,2564 enthält S = 0,03522 entspricht 17,95 %.

also

Ag	= 60,63
As	= 2,62
Sb	= 18,58
S	= 17,95
Summe	= 99,78

Polkante von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) = 108° 38′ 30″; c = 0,7890100.

Pyrargyrit von Andreasberg I.

Spec. Gew. = 5,716.

Angewandte Substanz 0,7647.

$AgCl$	= 0,6176	enthält	Ag = 0,4648	entspricht	60,78 %	
$Mg_2As_2O_7$	= 0,0476	„	As_2 = 0,02302	„	3,01 „	
Sb_2S_3	= 0,1913	„	Sb_2 = 0,1373	„	17,95 „	} 18,63 %
Sb_2O_4	= 0,0066	„	Sb_2 = 0,0052	„	0,68 „	

Substanz für die Schwefelbestimmung 0,1887.

$BaSO_4$ = 0,2472 enthält S = 0,03395 entspricht 17,99 %

also

Ag	= 60,78
As	= 3,01
Sb	= 18,63
S	= 17,99
Summe	= 100,41

Polkante von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) = 108° 37′ 33″; c = 0,7892904.

Pyrargyrit von Andreasberg II.

Spec. Gew. = 5,871.

Angewandte Substanz 0,5758.

$AgCl$	= 0,4570	enthält	Ag = 0,3439	entspricht	59,73 %	
Sb_2S_3	= 0,1704	„	Sb_2 = 0,1223	„	21,24 „	} 22,36 %
Sb_2O_4	= 0,0081	„	Sb_2 = 0,0064	„	1,12 „	

Substanz für die Schwefelbestimmung 0,1670.

$BaSO_4$ = 0,2146 enthält S = 0,0295 entspricht 17,65 %

also

Ag	= 59,73
Sb	= 22,36
S	= 17,65
Summe	= 99,74

Polkante von R (1 . 0 . $\bar{1}$. 1) = 108° 47′ 2″; c = 0,7865218.

Digitized by Google

Berechnet man aus den für Arsen und Antimon gefundenen Mengen die andern Bestandtheile, so erhält man für die beiden mittleren Varietäten folgende Resultate:

Freiberg.

2,62 As	=	11,32 Ag	=	3,35 S	=	17,29 Ag_3AsS_3
18,58 Sb	=	49,34 Ag	=	14,62 S	=	82,54 Ag_3SbS_3
		60,66		17,97		99,83

Andreasberg I.

3,01 As	=	13,00 Ag	=	3,85 S	=	19,86 Ag_3AsS_3
18,63 Sb	=	49,48 Ag	=	14,66 S	=	82,77 Ag_3SbS_3
		62,48		18,51		102,63

Bei der Analyse Andreasberg I ist vermuthlich der Arsen- oder Antimongehalt ein wenig zu hoch ausgefallen.

4. Betrachtungen im Anschluss an meine Untersuchungen.

Die Dimensionen und das spez. Gew. der beiden gemischten Varietäten liegen zwischen denen der normalen. Auch das spez. Gew. des von Streng analysirten Pyrargyrit liegt zwischen den Grenzen der normalen Varietäten und ist entsprechend dem grösseren Arsengehalt geringer als das spez. Gew. der von mir gemessenen und analysirten Varietäten. Vermuthlich wächst mit der Quantität des im Erze enthaltenen Antimon sowohl das spez. Gew. des Erzes als auch der Polkantenwinkel des Grundrhomboëders. Mit Sicherheit ist diess noch nicht entschieden, da einerseits die von mir beobachteten Werthe der gemischten Varietäten einander zu nahe liegen, andererseits eine grössere Anzahl von Messungen und Analysen nöthig sein würde, namentlich, wenn es sich darum handeln sollte, hier ein bestimmtes Gesetz zu finden. Ich behalte mir vor, hierauf später noch einmal zurückzukommen im Anschluss an fernere Messungen, die ich an der Normalvarietät Antimonsilberblende nach Erlangung geeigneten Beobachtungsmaterials noch anzustellen gedenke. — Bei Gelegenheit dieser Untersuchungen möchte ich die Aufmerksamkeit auf eine Betrachtung lenken, welche Breithaupt schon im Jahre 1827 anstellte und welche von grossem Interesse ist. Breithaupt weist darauf hin, dass das Arsen im metallischen Zustande schon ein spitzeres Grundrhomboëder besitzt als das Antimon,

Digitized by Google

ebenso wie von den Schwefelmetallverbindungen die Arsenverbindung ein spitzeres Rhomboëder besitzt. Das metallische Tellur steht in seinen Eigenschaften zwischen dem Arsen und dem Antimon; sollte einmal eine Tellursilberblende gefunden werden, so hält Breithaupt es für wahrscheinlich, dass sie in ihren Eigenschaften zwischen den erwähnten Silberblenden steht. Da man in neuerer Zeit ohne besondere Mühe Antimonsilberblende wie Arsensilberblende künstlich darstellen kann, so wäre es gewiss von hohem Interesse einmal eine Tellursilberblende herzustellen, um die obige Vermuthung zu prüfen.

Bemerkungen zur Winkeltabelle.

Da in der Literatur des Rothgültigerzes sich ein grosser Mangel an Winkelangaben bemerklich macht — es findet sich eine etwas grössere Zahl von Angaben nur bei Dufrénoy und bei Miller —, so habe ich die hauptsächlichen Winkel der bekannten Formen berechnet — im Ganzen reichlich 1100 Winkel —, unter Zugrundelegung der von mir festgestellten Grunddimensionen der Normalvarietäten. Es bedeutet bei den Rhomboëdern:

X die Polkante,
α die Neigung der Fläche zur Hauptaxe,
β die Neigung der Polkante zur Hauptaxe,

bei den Pyramiden zweiter Ordnung:

Y die Polkante,
Z die Randkante,
α die Neigung der Polkante zur Hauptaxe,

bei den Prismen:

X die im normalen Hauptschnitt liegende,
Y die im diagonalen Hauptschnitt liegende Kante,

bei den Skalenoëdern:

X die scharfe Polkante,
Y die stumpfe Polkante,
Z die Randkante,
α die Neigung der stumpfen Polkante zur Hauptaxe,
β die Neigung der scharfen Polkante zur Hauptaxe,
γ die Neigung der Randkante zur Basis.

Die Winkel der Rhomboëder, Pyramiden II. Ordnung und Prismen wurden zweimal gerechnet. Der Z-Winkel der Skale-

Digitized by Google

noëder wurde auf drei verschiedene Weisen berechnet. Einmal aus X und n von π m P n, einmal aus Y und n und zur Controle aus X und Y. Die drei so erhaltenen Werthe stimmten auf eine oder einige Secunden mit einander überein, in den meisten Fällen auf eine Secunde. Die Winkelrechnung für die Skalenoëder ist unter Zugrundelegung der NAUMANN'schen primären Skalenoëderbezeichnung π m P n geführt, da hier die Rechnung eine ausserordentlich einfache wird. Die unten für die Skalenoëder angeführten Formeln zur Ableitung der Winkel von π m P n aus den Coëfficienten ergeben sich mit Leichtigkeit aus den in KLEIN „Einleitung in die Krystallberechnung" pg. 358 f. aufgeführten Formeln.

Die bei der Berechnung angewandten Formeln sind die folgenden.

Rhomboëder.

$$\operatorname{ctg} \alpha = m \frac{c}{\cos 30^0}$$

$$\cos \tfrac{1}{2}X = \cos \alpha \,.\, \cos 30^0$$

$$\operatorname{ctg} \beta = \cos 60^0 \,.\, \operatorname{ctg} \alpha$$

Pyramiden II. Ordnung.

$$\operatorname{tg} \tfrac{1}{2}Z = m \,.\, c$$

$$\cos \tfrac{1}{2}Y = \sin \tfrac{1}{2}Z \,.\, \cos 60^0$$

$$\operatorname{ctg} \alpha = \operatorname{tg} \tfrac{1}{2}Z \,.\, \cos 30^0$$

Prismen.

$$\operatorname{tg} \tfrac{1}{2}X = \frac{n}{2-n} \,.\, \operatorname{tg} 60^0$$

$$\tfrac{1}{2}Y = 180^0 - (\tfrac{1}{2}X + 30^0)$$

Skalenoëder.

$$\operatorname{ctg} \alpha = \frac{m}{n} \,.\, (n+1) \,.\, \frac{c}{\sqrt{3}}$$

$$\operatorname{ctg} \beta = \frac{m}{n} \,.\, (2n-1) \,.\, \frac{c}{\sqrt{3}}$$

$$\operatorname{ctg} \gamma = \frac{m}{n} \,.\, (2-n) \,.\, \frac{c}{\sqrt{3}}$$

$$\operatorname{ctg} \tfrac{1}{2}Y = \frac{n-1}{n+1} \,.\, \cos \alpha \,.\, \sqrt{3}$$

$$\operatorname{ctg} \tfrac{1}{2}X = \frac{1}{2n-1} \,.\, \cos \beta \,.\, \sqrt{3}$$

$$\sin \tfrac{1}{2}Z = \frac{n}{n-1} \,.\, \cos \tfrac{1}{2}Y = n \,.\, \cos \tfrac{1}{2}X$$

Controlformel

$$\sin \tfrac{1}{2}Z = 2 \,.\, \cos \frac{X+Y}{4} \,.\, \cos \frac{X-Y}{4}$$

Digitized by Google

Winkeltabelle. Arsensilberblende.

$c = 0{,}803389$

$\lg c = 9{,}9049259-10$

Positive Rhomboëder.

Form Naumann	Form Bravais	X	α	β
$\frac{1}{4}R$	(1.0. $\bar{1}$. 4)	157° 26′ 2″	76° 56′ 34″	83° 23′ 8″
$\frac{1}{2}R$	(1.0. $\bar{1}$. 2)	137 15 30	65 6 59	76 56 34
$\frac{5}{8}R$	(5.0. $\bar{5}$. 8)	128 30 26	59 53 42	73 50 0
$\frac{1}{10}R$	(7.0. $\bar{7}$.10)	123 43 0	57 0 5	72 0 44
$\frac{3}{4}R$	(3.0. $\bar{3}$. 4)	120 42 46	55 10 18	70 49 6
$\frac{5}{6}R$	(5.0. $\bar{5}$. 6)	116 2 0	52 17 38	68 52 1
R	(1.0. $\bar{1}$. 1)	107 49 50	47 8 55	65 6 59
$\frac{3}{2}R$	(5.0. $\bar{5}$. 2)	74 38 34	23 19 30	40 46 25
4R	(4.0. $\bar{4}$. 1)	66 31 10	15 4 57	28 19 26
5R	(5.0. $\bar{5}$. 1)	64 19 4	12 9 59	23 19 30
8R	(8.0. $\bar{8}$. 1)	61 45 16	7 40 27	15 4 57
16R	(16.0.$\bar{16}$. 1)	60 26 50	3 51 16	7 40 27

Negative Rhomboëder.

$-\frac{1}{8}R$	(0. 1. $\bar{1}$. 8)	168° 33′ 0″	83° 23′ 8″	86° 40′ 54″
$-\frac{1}{5}R$	(0. 1. $\bar{1}$. 5)	161 49 14	79 29 21	84 42 0
$-\frac{5}{16}R$	(0. 5. $\bar{5}$.16)	152 5 36	73 50 0	81 45 9
$-\frac{2}{5}R$	(0. 2. $\bar{2}$. 5)	144 55 50	69 38 30	79 29 21
$-\frac{1}{2}R$	(0. 1. $\bar{1}$. 2)	137 15 30	65 6 59	76 56 34
$-R$	(0. 1. $\bar{1}$. 1)	107 49 50	47 8 55	65 6 59
$-\frac{4}{5}R$	(0. 5. $\bar{5}$. 4)	98 2 2	40 46 25	59 53 42
$-\frac{3}{2}R$	(0. 3. $\bar{3}$. 2)	90 37 18	35 42 10	55 10 17
$-2R$	(0. 2. $\bar{2}$. 1)	80 39 26	28 19 26	47 8 55
$-\frac{7}{2}R$	(0. 7. $\bar{7}$. 2)	68 16 54	17 7 6	31 37 56
$-5R$	(0. 5. $\bar{5}$. 1)	64 19 4	12 9 59	23 19 30
$-14R$	(0.14.$\bar{14}$. 1)	60 35 0	4 24 11	8 45 16

Prismen.

Form Naumann	Form Bravais	X	Y	
∞R	(1.0. $\bar{1}$.0)	120° 0′ 0″	180° 0′ 0″	
$\infty R\frac{13}{12}$	(25.1.$\bar{26}$.0)	123 53 14	176 6 46	
$\infty R\frac{4}{3}$	(4.1. $\bar{5}$.0)	141 47 12	158 12 48	
$\infty R3$	(2.1. $\bar{3}$.0)	158 12 48	141 47 12	
$\infty P2$	(1.1. $\bar{2}$.0)	180 0 0	120 0 0	

Pyramiden II. Ordnung.

Form Naumann	Form Bravais	Y	Z	α
$\frac{3}{8}P2$	(1. 1. $\bar{2}$.3)	152° 41′ 26″	56° 20′ 46″	65° 6′ 59″
$\frac{1}{4}P2$	(2. 2. $\bar{4}$.3)	137 7 30	93 56 12	47 8 55
$\frac{3}{8}P2$	(4. 4. $\bar{8}$.3)	126 7 4	129 57 22	28 19 26
$\frac{1}{22}P2$	(11.11.$\bar{22}$.8)	125 48 16	131 17 40	27 35 38

Digitized by Google

Form		X	Y	Z	α	β	γ
Naumann	Bravais						
$\frac{1}{7}R5$	(3. 2. $\bar{5}$. 7)	145° 18′ 29″	157° 4′ 16″	59° 35′ 25″	62° 4′ 19″	65° 6′ 59″	86° 12′ 33″
$\frac{2}{11}R4$	(5. 3. $\bar{8}$.11)	143 20 32	158 14 54	60 25 3	61 16 11	65 6 59	85 10 46
$\frac{1}{5}R\frac{11}{8}$	(7. 4.$\overline{11}$.15)	142 25 58	158 47 40	60 47 41	60 53 58	65 6 59	84 42 0
$\frac{1}{5}R5$	(3. 2. $\bar{5}$. 5)	135 58 32	151 3 38	77 18 58	53 25 10	57 0 5	84 42 0
$\frac{1}{5}R7$	(4. 3. 7. 5)	129 32 30	142 42 46	96 28 35	44 25 13	47 8 55	84 42 0
$\frac{1}{4}R3$	(2. 1. $\bar{3}$. 4)	139 57 22	160 17 10	61 48 14	59 53 42	65 6 59	83 23 8
$\frac{1}{4}R4$	(5. 3. $\bar{8}$. 8)	134 6 34	152 56 42	77 10 58	52 59 36	57 28 17	83 23 8
$\frac{1}{4}R5$	(3. 2. $\bar{5}$. 4)	129 51 26	147 10 54	89 51 36	47 8 55	50 56 0	83 23 8
$\frac{1}{4}R6$	(7. 5.$\overline{12}$. 8)	126 48 38	142 42 8	100 15 0	42 13 56	45 24 50	83 23 8
$\frac{1}{4}R7$	(4. 3. 7. 4)	124 37 50	139 12 52	108 47 31	38 5 44	40 46 25	83 23 8
$\frac{4}{13}R\frac{4}{3}$	(7. 3.$\overline{10}$.13)	137 8 48	161 59 7	62 54 56	58 45 39	65 6 59	81 52 40
$\frac{5}{16}R2$	(15. 5.$\overline{20}$.32)	141 0 22	167 13 30	52 50 52	63 6 1	70 4 51	81 45 9
$\frac{1}{3}R3$	(2. 1. $\bar{3}$. 3)	131 1 11	156 4 32	76 53 45	52 17 38	58 15 55	81 12 40
$\frac{1}{3}R\frac{7}{3}$	(10. 7.$\overline{17}$. 9)	121 23 47	139 55 51	112 36 32	35 42 10	38 57 17	81 12 40
$\frac{5}{14}R\frac{9}{5}$	(12. 7.$\overline{19}$.14)	124 53 40	148 41 30	94 10 31	44 14 6	49 15 29	80 35 39
$\frac{1}{5}R2$	(3. 1. $\bar{4}$. 5)	132 45 44	164 39 1	64 34 47	57 0 5	65 6 59	79 29 21
$\frac{2}{5}R3$	(4. 2. $\bar{6}$. 5)	125 24 9	153 29 12	86 56 6	47 8 55	53 25 10	79 29 21
$\frac{2}{5}R4$	(5. 3. $\bar{8}$. 5)	121 18 5	145 47 43	103 17 45	39 39 57	44 25 13	79 29 21
$\frac{1}{2}R3$	(2. 1. $\bar{3}$. 2)	119 0 20	150 36 4	99 8 54	40 46 25	47 8 55	76 56 35
$\frac{1}{3}R\frac{11}{8}$	(7. 4.$\overline{11}$. 6)	117 3 26	145 17 8	110 15 1	35 42 10	40 46 25	76 56 35

Digitized by Google

$\frac{1}{4}R\frac{3}{4}$	(5.	1.	$\overline{6}$.	7)	124°	59′	57″	169°	24′	8″	67°	17′	54″	53°	54′	44″	65°	6′	59′	75°	9′	19″
$\frac{2}{5}R\frac{2}{5}$	(13.	3.	$\overline{16}$.	16)	120	28	54	166	50	44	75	18	32	49	56	46	61	9	14	73	50	0
$\frac{3}{5}R\frac{1}{5}$	(8.	3.	$\overline{11}$.	8)	116	5	29	157	6	20	93	23	21	42	13	55	50	56	0	73	50	0
$\frac{2}{5}R3$	(10.	5.	$\overline{15}$.	8)	113	29	0	148	10	13	111	41	48	34	36	6	40	46	25	73	50	0
$\frac{3}{4}R\frac{3}{4}$	(11.	5.	$\overline{16}$.	9)	112	38	38	150	48	5	107	31	37	35	42	10	42	44	14	72	49	2
$\frac{1}{4}R3$	(8.	4.	$\overline{12}$.	5)	108	37	34	146	5	0	122	5	50	28	19	26	33	58	9	69	38	30
$R\frac{3}{4}$	(5.	1.	$\overline{6}$.	4)	104	6	46	165	52	20	95	5	57	38	5	44	50	56	0	65	6	59
$R\frac{4}{5}$	(4.	1.	$\overline{5}$.	3)	103	42	52	162	14	7	101	4	22	35	42	10	47	8	55	65	6	59
R3	(2.	1.	$\overline{3}$.	1)	105	21	37	144	42	30	130	50	39	23	19	30	28	19	26	65	6	59
$R\frac{7}{8}$	(9.	5.	$\overline{14}$.	4)	106	28	26	141	9	30	137	11	10	20	33	12	24	24	44	65	6	59
R4	(5.	3.	$\overline{8}$.	2)	107	31	4	138	26	54	142	8	2	18	20	59	21	24	16	65	6	59
R5	(3.	2.	$\overline{5}$.	1)	109	17	40	134	37	14	149	18	36	15	4	57	17	7	7	65	6	59
$R\frac{16}{31}$	(19.	13.	$\overline{32}$.	6)	109	47	50	133	39	46	151	8	42	14	13	56	16	2	16	65	6	59
$R\frac{17}{31}$	(10.	7.	$\overline{17}$.	3)	110	15	37	132	49	7	152	46	38	13	28	17	15	4	57	65	6	59
R6	(7.	5.	$\overline{12}$.	2)	110	41	14	132	4	10	154	14	16	12	47	10	14	13	56	65	6	59
R7	(4.	3.	$\overline{7}$.	1)	111	47	0	130	15	32	157	49	38	11	5	21	12	9	59	65	6	59
R8	(9.	7.	$\overline{16}$.	2)	112	39	38	128	54	44	160	32	5	9	47	9	10	37	5	65	6	59
$\frac{1}{8}R\frac{7}{11}$	(14.	3.	$\overline{17}$.	8)	94	53	8	163	20	2	111	25	16	29	5	25	40	46	25	57	28	17
2R2	(3.	1.	$\overline{4}$.	1)	92	40	46	153	23	27	134	0	6	17	17	7	23	19	30	47	8	55
2R3	(4.	2.	$\overline{6}$.	1)	100	11	44	142	35	5	148	24	0	12	9	59	15	4	57	47	8	55
$\frac{1}{8}R\frac{23}{11}$	(17.	6.	$\overline{23}$.	5)	92	50	4	151	50	4	137	43	39	15	4	57	20	23	27	44	25	13
$\frac{2}{5}R\frac{2}{5}$	(7.	2.	$\overline{9}$.	2)	88	31	8	156	23	6	134	5	23	15	4	57	21	24	16	40	46	25
$\frac{2}{5}R3$	(10.	5.	$\overline{15}$.	2)	99	29	57	142	18	12	151	28	27	9	47	9	12	9	59	40	46	25
$10R\frac{4}{9}$	(11.	1.	$\overline{12}$.	1)	69	20	20	171	25	27	127	35	23	5	21	18	9	24	59	12	9	59

Digitized by Google

Negative Skalenoëder.

Form		X	Y	Z	α	β	γ
Naumann	Bravais						
$-\frac{1}{10}R13$	(6. 7.$\overline{13}$.20)	151° 8′ 24″	155° 20′ 1″	55° 8′ 6″	65° 6′ 59	66° 13′ 11″	88° 40′ 16″
$-\frac{1}{9}R3$	(1. 2. $\overline{3}$. 5)	146 28 0	163 24 50	51 16 46	65 6 59	69 38 30	84 42 0
$-\frac{1}{8}R9$	(4. 5. $\overline{9}$. 5)	125 42 6	137 10 44	110 26 30	37 35 43	39 39 57	84 42 0
$-\frac{1}{7}R2$	(1. 3. $\overline{4}$. 7)	143 48 5	168 6 44	48 56 25	65 6 59	71 40 10	82 27 3
$-\frac{1}{7}R4$	(3. 5. $\overline{8}$. 7)	130 14 32	150 45 30	84 37 2	49 15 29	53 54 44	82 27 3
$-\frac{1}{6}R\frac{4}{3}$	(1. 4. $\overline{5}$. 9)	142 19 42	170 44 26	47 36 12	65 6 59	72 49 2	81 12 39
$-\frac{1}{6}R\frac{4}{5}$	(4. 7.$\overline{11}$. 9)	127 23 18	150 39 42	88 16 40	47 8 55	52 17 38	81 12 39
$-\frac{1}{5}R3$	(3. 6. $\overline{9}$. 8)	127 21 52	154 23 8	83 22 3	48 59 12	55 10 7	80 7 58
$-\frac{1}{4}R2$	(1. 3. $\overline{4}$. 4)	124 56 14	162 16 24	76 5 40	50 56 0	59 53 42	76 56 35
$-\frac{1}{4}R\frac{4}{5}$	(3. 8.$\overline{11}$.10)	123 20 52	159 30 4	80 46 57	48 36 38	57 0 5	76 56 35
$-\frac{1}{3}R3$	(1. 2. $\overline{3}$. 2)	119 0 20	150 36 4	99 8 54	40 46 25	47 8 55	76 56 35
$-\frac{2}{5}R3$	(5.10.$\overline{15}$. 8)	113 29 0	148 10 13	111 41 48	34 36 6	40 46 25	73 50 0
$-\frac{1}{2}R3$	(4. 8.$\overline{12}$. 5)	108 37 34	146 5 0	122 5 50	28 19 26	33 58 9	69 38 30
$-R\frac{7}{3}$	(2. 5. 7. 3)	103 59 30	151 29 3	119 5 6	28 19 26	35 42 10	65 6 59
$-\frac{5}{4}R\frac{5}{3}$	(7.17.$\overline{24}$. 8)	160 55 24	172 10 30	27 3 30	76 37 41	79 48 38	59 53 42

Digitized by Google

$-2R\frac{4}{3}$	(1. 5. $\bar{6}$. 2)	87° 1′ 20″	163° 19′ 12″	120° 59′ 1″	21° 24′ 16″	31° 37′ 56″	47° 8′ 55″
$-2R2$	(1. 3. $\bar{4}$. 1)	92 40 46	153 23 27	134 0 6	17 7 7	23 19 30	47 8 55
$-2R\frac{4}{3}$	(4.10.$\bar{14}$. 3)	95 40 28	148 51 2	140 0 50	15 4 57	19 45 52	47 8 55
$-2R3$	(2. 4. $\bar{6}$. 1)	100 11 44	142 35 5	148 24 0	12 9 59	15 4 57	47 8 55
$-\frac{4}{3}R\frac{2}{3}$	(2. 7. $\bar{9}$. 2)	88 31 8	156 23 6	134 5 23	15 4 57	21 24 16	40 46 25
$-\frac{1}{4}R\frac{9}{11}$	(4.15.$\bar{19}$. 4)	86 47 16	157 39 14	133 58 32	14 13 56	20 33 12	38 5 44
$-\frac{1}{2}R\frac{1}{7}$	(2. 9.$\bar{11}$. 2)	82 36 24	160 46 49	133 19 6	12 9 59	18 20 59	31 37 56
$-4R\frac{4}{3}$	(1. 5. $\bar{6}$. 1)	80 26 47	162 25 56	132 45 59	11 5 21	17. 7 7	28 19 26
$-5R\frac{21}{10}$	(1.41.$\bar{42}$. 8)	66 14 29	177 39 32	118 10 32	11 44 21	21 51 21	23 19 30
$-5R\frac{7}{3}$	(1. 6. 7. 1)	77 7 42	165 1 26	131 37 50	9 24 59	15 4 57	23 19 30
$-5R2$	(5.15.$\bar{20}$. 2)	88 38 6	152 24 17	145 5 52	7 1 24	9 47 9	23 19 30
$-5R\frac{1}{3}$	(3. 8.$\bar{11}$. 1)	91 15 43	149 35 43	148 6 6	6 28 25	8 45 16	23 19 30
$-5R\frac{3}{8}$	(4. 9.$\bar{13}$. 1)	95 24 56	145 11 46	152 48 44	5 35 49	7 13 40	23 19 30
$-8R\frac{4}{7}$	(1. 9.$\bar{10}$. 1)	71 26 16	169 38 55	128 52 16	6 28 25	11 5 21	15 4 57
$-8R2$	(4.12.$\bar{16}$. 1)	88 7 36	152 17 0	146 42 30	4 24 11	6 9 9	15 4 57

Noch nicht mit genügender Sicherheit festgestellte Formen.

$2P2$	(1. 1 .$\bar{2}$. 1)	—	129° 45′ 42″	116° 12′ 24″	35° 42′ 10″	—	—
$-\frac{4}{7}R5$	(4. 6.$\bar{10}$. 7)	126 25 33	145 1 53	97 22 24	43 19 35	47° 8′ 55″	82° 27′ 3″
$-2R\frac{2}{3}$	(4.14.$\bar{18}$. 5)	90 35 18	156 48 37	129 30 1	18 37 1	26 6 15	47 8 55

Digitized by Google

Antimonsilberblende.

c = 0,7865218

lg c = 9,8957108—10

Positive Rhomboëder.

Form Naumann	Form Bravais	X	α	β
$\frac{1}{4}$R	(1.0. $\bar{1}$. 4)	157° 53′ 24″	77° 12′ 28″	83° 31′ 24″
$\frac{1}{2}$R	(1.0. $\bar{1}$. 2)	138 2 10	65 34 38	77 12 28
$\frac{2}{3}$R	(5.0. $\bar{5}$. 8)	129 22 52	60 25 11	74 9 20
$\frac{7}{10}$R	(7.0. 7.10)	124 37 44	57 33 16	72 21 58
$\frac{3}{4}$R	(3.0. $\bar{3}$. 4)	121 38 30	55 44 22	71 11 33
$\frac{5}{6}$R	(5.0. $\bar{5}$. 6)	116 58 58	52 52 50	69 16 21
R	(1.0. $\bar{1}$. 1)	108 47 2	47 45 16	65 34 38
$\frac{5}{3}$R	(5.0. $\bar{5}$. 2)	75 8 58	23 46 13	41 22 33
4R	(4.0. $\bar{4}$. 1)	66 46 30	15 23 26	28 50 5
5R	(5.0. $\bar{5}$. 1)	64 29 34	12 25 9	23 46 13
8R	(8.0. $\bar{8}$. 1)	61 49 42	7 50 12	15 23 26
16R	(16.0.$\bar{16}$. 1)	60 28 0	3 56 12	7 50 12

Negative Rhomboëder.

$-\frac{1}{8}$R	(0. 1. $\bar{1}$. 8)	168° 47′ 18″	83° 31′ 24″	86° 45′ 4″
$-\frac{1}{5}$R	(0. 1. $\bar{1}$. 5)	162 11 34	79 42 18	84 48 38
$-\frac{5}{16}$R	(0. 5. $\bar{5}$.16)	153 23 38	74 9 20	81 55 24
$-\frac{2}{5}$R	(0. 2. $\bar{2}$. 5)	145 36 4	70 2 6	79 42 18
$-\frac{1}{2}$R	(0. 1. $\bar{1}$. 2)	138 2 10	65 34 38	77 12 28
−R	(0. 1. $\bar{1}$. 1)	108 47 2	47 45 16	65 34 38
$-\frac{5}{4}$R	(0. 5. $\bar{5}$. 4)	99 0 32	41 25 22	60 27 38
$-\frac{3}{2}$R	(0. 3. $\bar{3}$. 2)	91 26 46	36 16 51	55 44 22
−2R	(0. 2. $\bar{2}$. 1)	81 18 34	28 50 5	47 45 16
$-\frac{7}{2}$R	(0. 7. 7. 2)	68 35 52	17 27 48	32 10 40
−5R	(0. 5. $\bar{5}$. 1)	64 29 34	12 25 9	23 46 13
−14R	(0.14.$\bar{14}$. 1)	60 36 30	4 29 49	8 56 21

Prismen.

Form Naumann	Form Bravais	X	Y	
∞R	(1.0. $\bar{1}$.0)	120° 0′ 0″	180° 0′ 0″	
∞R$\frac{13}{12}$	(25.1.$\bar{26}$.0)	123 53 14	176 6 46	
∞R$\frac{4}{3}$	(4.1. $\bar{5}$.0)	141 47 12	158 12 48	
∞R3	(2.1. $\bar{3}$.0)	158 12 48	141 47 12	
∞P2	(1.1. $\bar{2}$.0)	180 0 0	120 0 0	

Pyramiden II. Ordnung.

Form Naumann	Form Bravais	Y	Z	α
$\frac{3}{5}$P2	(1. 1. $\bar{2}$.3)	153° 8′ 52″	55° 20′ 26″	65° 34′ 38″
$\frac{3}{4}$P2	(2. 2. $\bar{4}$.3)	137 34 18	92 43 24	47 45 16
$\frac{3}{8}$P2	(4. 4. $\bar{8}$.3)	126 20 32	129 1 4	28 50 5
$\frac{1}{4}$P2	(11.11.$\bar{22}$.8)	126 1 8	130 22 28	28 5 45

Digitized by Google

Form		X	Y	Z	α	β	γ
Naumann	Bravais						
$\frac{1}{4}$R5	(3. 2. $\bar{5}$. 7)	145° 52′ 32″	157° 26′ 22″	58° 33′ 8″	62° 34′ 19″	65° 34′ 38″	86° 17′ 18″
$\frac{2}{11}$R4	(5. 3. $\bar{8}$.11)	143 56 16	158 35 38	59 22 22	61 46 45	65 34 38	85 16 49
$\frac{1}{5}$R$\frac{4}{3}$	(7. 4.$\overline{11}$.15)	143 2 26	159 7 46	59 44 52	61 24 48	65 34 38	84 48 38
$\frac{1}{5}$R5	(3. 2. $\bar{5}$. 5)	136 34 12	151 26 26	76 8 36	53 59 58	57 33 15	84 48 38
$\frac{1}{5}$R7	(4. 3. $\bar{7}$. 5)	130 2 56	143 4 34	95 16 36	45 1 41	47 45 16	84 48 38
$\frac{1}{4}$R3	(2. 1. $\bar{3}$. 4)	140 35 52	160 35 32	60 45 6	60 25 11	65 34 38	83 31 24
$\frac{1}{4}$R4	(5. 3. $\bar{8}$. 8)	134 43 50	153 17 54	76 0 56	53 34 34	58 1 12	83 31 24
$\frac{1}{4}$R5	(3. 2. $\bar{5}$. 4)	130 25 22	147 32 16	88 39 32	47 45 16	51 31 37	83 31 24
$\frac{1}{4}$R6	(7. 5.$\overline{12}$. 8)	127 18 28	143 2 14	99 4 4	42 50 15	46 1 18	83 31 24
$\frac{1}{4}$R7	(4. 3. $\bar{7}$. 4)	125 3 40	139 31 12	107 39 8	38 41 14	41 22 33	83 31 24
$\frac{4}{13}$R$\frac{5}{3}$	(7. 3.$\overline{10}$.13)	137 49 30	162 15 34	61 51 36	59 17 50	65 34 38	82 2 44
$\frac{5}{11}$R2	(15. 5.$\overline{20}$.32)	141 40 44	167 26 16	51 54 19	63 35 16	70 28 2	81 55 24
$\frac{1}{3}$R3	(2. 1. $\bar{3}$. 3)	131 41 0	156 23 4	75 44 32	52 52 50	58 48 24	81 23 34
$\frac{1}{3}$R$\frac{7}{3}$	(10. 7.$\overline{17}$. 9)	121 48 38	140 12 2	111 30 30	36 16 51	39 33 1	81 23 34
$\frac{5}{14}$R$\frac{9}{5}$	(12. 7.$\overline{19}$.14)	125 28 12	149 0 4	92 59 36	44 50 34	49 51 29	80 47 17
$\frac{2}{5}$R2	(3. 1. $\bar{4}$. 5)	133 29 42	164 52 36	63 31 20	57 33 15	65 34 38	79 42 18
$\frac{2}{5}$R3	(4. 2. $\bar{6}$. 5)	126 2 38	153 46 46	85 45 42	47 45 16	53 59 58	79 42 18
$\frac{2}{5}$R4	(5. 3. $\bar{8}$. 5)	121 48 52	146 4 34	102 8 56	40 15 51	45 1 41	79 42 18
$\frac{1}{3}$R3	(2. 1. $\bar{3}$. 2)	119 34 52	150 51 28	98 0 22	41 22 33	47 45 16	77 12 28
$\frac{1}{3}$R$\frac{4}{3}$	(7. 4.$\overline{11}$. 6)	117 31 24	145 31 26	109 9 48	36 16 51	41 22 33	77 12 28
$\frac{4}{7}$R$\frac{4}{3}$	(5. 1. $\bar{6}$. 7)	125 49 4	169 32 54	66 15 10	54 29 20	65 34 38	75 27 12
$\frac{4}{9}$R$\frac{4}{3}$	(13. 3.$\overline{16}$.16)	121 17 10	147 0 28	74 13 32	50 32 38	61 39 53	74 9 20

Digitized by Google

Positive Skalenoëder.

Form		X	Y	Z	α	β	γ
Naumann	Bravais						
$\frac{4}{5}R\frac{1}{5}$	(8. 3.$\overline{11}$. 8)	116° 45′ 12″	157° 19′ 14″	92° 16′ 2″	42° 50′ 15″	51° 31′ 37″	74° 9′ 20″
$\frac{4}{5}R3$	(10. 5.$\overline{15}$. 8)	113 57 48	148 22 46	109 38 34	35 10 19	41 22 33	74 9 20
$\frac{4}{5}R\frac{4}{5}$	(11. 5.$\overline{16}$. 9)	113 9 56	151 0 20	106 27 50	36 16 51	43 20 36	73 9 26
$\frac{4}{5}R3$	(8. 4.$\overline{12}$. 5)	108 59 26	146 14 17	121 11 10	28 50 5	34 32 5	70 2 6
$R\frac{4}{3}$	(5. 1. $\overline{6}$. 4)	104 49 42	165 59 10	94 5 54	38 41 14	51 31 37	65 34 38
$R\frac{4}{3}$	(4. 1. $\overline{5}$. 3)	104 21 16	162 21 46	100 5 10	36 16 51	47 45 16	65 34 38
R3	(2. 1. $\overline{3}$. 1)	105 37 42	144 49 14	130 4 46	23 46 13	28 50 5	65 34 38
$R\frac{7}{3}$	(9. 5.$\overline{14}$. 4)	106 40 34	141 15 14	136 30 0	20 57 22	24 52 23	65 34 38
R4	(5. 3. $\overline{8}$. 2)	107 40 30	138 31 48	141 30 43	18 42 58	21 49 15	65 34 38
R5	(3. 2. $\overline{5}$. 1)	109 23 44	134 40 50	148 47 36	15 23 26	17 27 48	65 34 38
$R\frac{6}{3}$	(19.13.$\overline{32}$. 6)	109 53 10	133 43 2	150 39 22	14 31 29	16 21 48	65 34 38
$R\frac{7}{3}$	(10. 7.$\overline{17}$. 3)	110 20 20	132 52 4	152 18 56	13 44 57	15 23 26	65 34 38
R6	(7. 5.$\overline{12}$. 2)	110 45 26	132 6 54	153 47 54	13 3 4	14 31 29	65 34 38
R7	(4. 3. 7. 1)	111 50 6	130 17 38	157 26 14	11 19 15	12 25 9	65 34 38
R8	(9. 7.$\overline{16}$. 2)	112 41 48	128 56 24	160 11 52	9 59 29	10 50 26	65 34 38
$\frac{1}{8}R\frac{7}{11}$	(14. 3.$\overline{17}$. 8)	95 24 28	163 25 2	111 36 17	29 36 35	41 22 33	58 1 12
2R2	(3. 1. $\overline{4}$. 1)	92 52 23	153 26 20	133 31 30	17 27 48	23 46 13	47 45 16
2R3	(4. 2. $\overline{6}$. 1)	100 16 42	142 37 6	148 3 6	12 25 9	15 23 26	47 45 16
$\frac{1}{5}R\frac{8}{11}$	(17. 6.$\overline{23}$. 5)	92 59 4	151 52 28	137 19 11	15 23 26	20 47 27	45 1 41
$\frac{4}{3}R\frac{4}{5}$	(7. 2. $\overline{9}$. 2)	88 41 2	156 25 6	133 42 46	15 23 26	21 49 15	41 22 33
$\frac{4}{3}R3$	(10. 5.$\overline{15}$. 2)	99 33 12	142 19 30	151 13 58	9 59 29	12 25 9	41 22 33
$10R\frac{4}{9}$	(11. 1.$\overline{12}$. 1)	69 22 12	171 25 33	127 32 42	5 28 9	9 36 52	12 25 9

Digitized by Google

Form		X	Y	Z	α	β	γ
Naumann	Bravais						
$-\frac{1}{10}R13$	(6. 7.$\overline{13}$.20)	151° 37′ 46″	155° 44′ 58″	54° 8′ 38″	65° 34′ 38″	66° 39′ 54″	88° 41′ 56″
$-\frac{1}{5}R3$	(1. 2. $\overline{3}$. 5)	147 3 14	163 41 53	50 20 42	65 34 38	70 2 6	84 48 38
$-\frac{1}{5}R9$	(4. 5. $\overline{9}$. 5)	126 6 28	137 29 24	109 18 28	38 11 5	40 15 51	84 48 38
$-\frac{2}{7}R2$	(1. 3. $\overline{4}$. 7)	144 26 40	168 19 2	48 2 44	65 34 38	72 1 45	82 36 27
$-\frac{2}{7}R4$	(3. 5. $\overline{8}$. 7)	130 51 0	151 6 2	83 25 42	49 51 29	54 29 20	82 36 27
$-\frac{1}{3}R\frac{4}{3}$	(1. 4. $\overline{5}$. 9)	143 0 10	170 54 4	46 43 53	65 34 38	73 9 26	81 23 34
$-\frac{1}{3}R\frac{11}{3}$	(4. 7.$\overline{11}$. 9)	127 59 42	150 59 0	87 5 28	47 45 16	52 52 50	81 23 24
$-\frac{3}{5}R3$	(3. 6. $\overline{9}$. 8)	128 1 6	155 41 10	82 11 41	49 35 16	55 44 22	80 20 0
$-\frac{1}{2}R2$	(1. 3. $\overline{4}$. 4)	125 41 0	162 29 49	74 58 36	51 31 37	60 25 11	77 12 28
$-\frac{1}{2}R\frac{11}{5}$	(3. 8.$\overline{11}$.10)	124 3 48	159 44 28	80 18 37	49 12 46	57 33 15	77 12 28
$-\frac{1}{2}R3$	(1. 2. $\overline{3}$. 2)	119 34 52	150 51 28	98 0 22	41 22 33	47 45 16	77 12 28
$-\frac{3}{8}R3$	(5.10.$\overline{15}$. 8)	113 57 48	148 22 46	109 38 34	35 10 19	41 22 33	74 9 20
$-\frac{4}{5}R3$	(4. 8.$\overline{12}$. 5)	108 59 26	146 14 17	121 11 10	28 50 5	34 32 5	70 2 6
$-R\frac{7}{3}$	(2. 5. 7. 3)	104 23 56	151 37 0	118 12 14	28 50 5	36 16 51	65 34 38
$-\frac{5}{4}R\frac{13}{5}$	(7.17.$\overline{24}$. 8)	161 18 18	172 19 50	26 30 42	76 53 54	80 1 13	60 25 11

Digitized by Google

Negative Skalenoëder.

Form Naumann	Form Bravais	X	Y	Z	α	β	γ
$-2R\frac{3}{2}$	(1. 5. $\bar{6}$. 2)	87° 21′ 40″	163° 22′ 2″	-120° 25′ 1″	21° 49′ 15″	32° 10′ 40″	47° 45′ 16″
$-2R2$	(1. 3. $\bar{4}$. 1)	92 52 23	153 26 20	133 31 30	17 27 48	23 46 13	47 45 16
$-2R\frac{7}{3}$	(4.10.$\overline{14}$. 3)	95 48 54	148 53 38	139 35 20	15 23 26	20 9 16	47 45 16
$-2R3$	(2. 4. $\bar{6}$. 1)	100 16 42	142 37 6	148 3 6	12 25 9	15 23 26	47 45 16
$-\frac{5}{2}R\frac{5}{3}$	(2. 7. $\bar{9}$. 2)	88 41 2	156 25 6	133 42 46	15 23 26	21 49 15	41 22 33
$-\frac{11}{4}R\frac{19}{11}$	(4.15.$\overline{19}$. 4)	86 56 26	157 40 56	133 38 15	14 31 29	20 57 22	38 41 14
$-\frac{7}{2}R\frac{11}{7}$	(2. 9.$\overline{11}$. 2)	82 43 43	160 47 54	133 4 15	12 25 9	18 42 58	32 10 40
$-4R\frac{5}{2}$	(1. 5. $\bar{6}$. 1)	80 33 8	162 26 46	132 33 42	11 19 15	17 27 48	28 50 5
$-5R\frac{11}{10}$	(1.41.$\overline{42}$. 8)	66 23 54	177 39 40	118 0 14	11 59 1	22 16 45	23 46 13
$-5R\frac{7}{5}$	(1. 6. $\bar{7}$. 1)	77 12 36	165 1 58	131 29 9	9 36 52	15 23 26	23 46 13
$-5R2$	(5.15.$\bar{20}$. 2)	88 40 16	152 24 48	144 59 10	7 10 20	9 59 29	23 46 13
$-5R\frac{11}{6}$	(3. 8.$\overline{11}$. 1)	91 17 26	149 36 12	147 59 56	6 36 41	8 56 21	23 46 13
$-5R\frac{13}{6}$	(4. 9.$\overline{13}$. 1)	95 26 6	145 12 11	152 43 22	5 42 58	7 22 51	23 46 13
$-8R\frac{5}{4}$	(1. 9.$\overline{10}$. 1)	71 28 54	169 39 5	128 48 20	6 36 41	11 19 15	15 23 26
$-8R2$	(4.12.$\overline{16}$. 1)	88 8 26	152 17 12	146 39 48	4 29 49	6 17 0	15 23 26

Noch nicht mit genügender Sicherheit festgestellte Formen.

2P2	(1. 1. $\bar{2}$. 1)	—	130° 5′ 2″	115° 6′ 40″	36° 16′ 51″	—	—
$-\frac{4}{7}R5$	(4. 6.$\overline{10}$. 7)	126° 57′ 22″	145 21 42	96 11 12	43 56 0	47° 45′ 16″	82° 36′ 27″
$-2R\frac{3}{5}$	(4.14.$\overline{18}$. 5)	90 49 40	156 51 36	128 59 21	18 59 16	26 35 15	47 45 16

Digitized by Google

Nachtrag.

Nach gefälligen Mittheilungen des H. Dr. Frenzel an mich sind die Formen

16R (16.0.$\bar{1}$6.1), $\frac{1}{2}$R3 (10.5.$\bar{1}$5.2), —5R2 (5.15.$\bar{2}$0.2)

und das Zwillingsgesetz nach

—2R (0.2.$\bar{2}$.1)

auf Grund von Material der Freiberger Berg-Academischen Sammlung beobachtet. Dagegen theilt H. Prof. Weisbach an H. Prof. Klein mit, „dass an den Rothgüldenstufen der hiesigen (Freiberger) Sammlung die drei Formen

16R (16.0.$\bar{1}$6.1), $\frac{1}{2}$R3 (10.5.$\bar{1}$5.2), —5R2 (5.15.$\bar{2}$0.2)

nicht auftreten, auch nicht auf den Etiquetten verzeichnet sind. Dasselbe gilt von den Zwillingen nach —2R (0.2.$\bar{2}$.1)". Dem entgegen hält H. Dr. Frenzel in einem an H. Prof. Klein gerichteten Schreiben seine Behauptung aufrecht. In Anbetracht dieses Thatbestandes möchte ich die betreffenden Formen als nicht mit absoluter Sicherheit feststehend bezeichnen, und es würde sich danach die Gesammtzahl der am Rothgültigerz sicher beobachteten Gestalten auf 105 stellen und auch das Zwillingsgesetz nach —2R (0.2.$\bar{2}$.1) fraglich werden.

Digitized by Google

Untersuchung einer Gesteinssuite aus der Gegend der Goldfelder von Marabastad im nördlichen Transvaal, Süd-Afrika.

Von

Joseph Götz in Greifswald.

Mit Tafel IV—VI.

Das Material zu der vorliegenden Untersuchung, welches aus der Gegend von Eersteling und Marabastad im nördlichen Transvaal, Süd-Afrika, stammt, wurde von Herrn Professor Cohen gesammelt und mir freundlichst zur Verfügung gestellt. Über das Auftreten der krystallinischen Schiefer und über die geognostischen Verhältnisse der zunächst anstossenden Gebiete verdanke ich demselben die folgenden Mittheilungen:

„Die Goldfelder von Eersteling und Marabastad liegen nahe der südlichen Grenze eines, wie es scheint, ausgedehnten Gebiets krystallinischer Schiefer, welches ein welliges Hochland darstellt mit einzelnen über dasselbe sich erhebenden isolirten Höhen und kleinen Bergzügen. Im Osten wird es von dem Lechlaba-Gebirge, im Süden von den Makapans-Bergen begrenzt[1]. Obwohl der Zweck meiner Reise mir nur gestattete, einen verhältnissmässig beschränkten Theil kennen zu lernen, so ergab doch schon dieser eine sehr be-

[1] Zur Orientirung über das hier behandelte Gebiet kann Fr. Jeppes Karte: Map of the Transvaal and the surrounding territories, Journal of the R. Geographical Society 1877 dienen, auf welcher fast alle im folgenden genannten Örtlichkeiten, Gebirge und Flüsse namhaft gemacht sind. Es ist unzweifelhaft die beste Karte, welche wir über Transvaal besitzen.

Digitized by Google

deutende Mannigfaltigkeit. Nach dem makroskopischen Befund liessen sich an Ort und Stelle verschieden ausgebildete Hornblendegesteine, Chlorit-, Glimmer- und Thonschiefer, Quarzite, gneissartige, sericitschieferähnliche und sandsteinartige Gesteine unterscheiden. Besonders charakteristisch ist jedoch eine mächtig entwickelte, aus wechselnden Lagen von Quarzit und Eisenerzen bestehende Felsart, welche von den Goldgräbern wohl wegen der gebänderten Structur als „Calico rock" bezeichnet wurde. Dieselbe setzt den westlich von Eersteling gelegenen Ijzerberg (Eisenberg) ganz zusammen, der in Folge seiner steil abfallenden Gehänge und seiner gratförmigen Gestalt schon aus weiter Ferne die Aufmerksamkeit auf sich lenkt. Wo die Eisenerze zu dickeren Lagen anschwellen, wurden sie früher von den Kaffern in recht ausgedehntem Maasse ausgebeutet. Zur Zeit meiner Anwesenheit (Februar 1873) waren die Stellen, an denen man die Reduction der Erze mit Holzkohle vorgenommen hatte, so deutlich erhalten, dass eine Ausbeutung wahrscheinlich noch damals, wenigstens gelegentlich, stattfand. Der hohe Gehalt an Eisenerzen macht es erklärlich, dass der Ijzerberg schon lange wegen seiner kräftigen Ablenkung der Magnetnadel bekannt ist. — Massige Felsarten beschränken sich auf Diabase, welche zumeist lagerförmig, zum Theil wohl auch gangförmig auftreten.

In der Gegend von Marabastad herrschen „Calico rock" und sericitartige Schiefer vor, im Süden Hornblendegesteine.

In Folge der mannigfachen Faltungen und Stauchungen wechseln Fallen und Streichen in hohem Grade und sind schwer mit Sicherheit zu ermitteln; ersteres ist wohl vorwiegend nördlich, letzteres verläuft im grossen Ost-West bis Nordost-Südwest. Die Schichten sind meist steil gestellt, doch schwankt das Fallen zwischen 35 und 90 Grad. Die starken Stauchungen, Biegungen und Knickungen der Schiefer lassen sich am „Calico rock" des Ijzerbergs am besten übersehen, da die Wände steil und frei von Vegetation sind und die Unterschiede in der Färbung der einzelnen Lagen schon aus einiger Entfernung deutlich hervortreten. Die Figuren 2—4 auf Tafel VI stellen einige nach der Natur skizzirte Partien dar, in welchen die schwarzen Linien aus gelblichem, röthlichem, oder weissem

Digitized by Google

Quarz bestehen, die weiss gelassenen Stellen theils aus eisenschüssigem Quarz, theils aus Eisenerzen. Dass dieser „Calico rock" stärker gestaucht erscheint, als die übrigen Glieder der Schieferformation, dürfte wohl localen Einflüssen zuzuschreiben sein, und zwar besonders der weit vorgeschrittenen Umwandlung der Eisenerze; letztere haben augenscheinlich ursprünglich alle aus Magnetit bestanden, an dessen Stelle jetzt grösstentheils Brauneisenstein und Lepidokrokit getreten sind, soweit man nach dem Strich urtheilen kann.

Am besten aufgeschlossen sind die Schiefer in einem unmittelbar bei Marabastad sich erhebenden Höhenzug, dem Mt. Maré, da die Schichten senkrecht zu dessen Längsrichtung streichen und sehr steil stehen, die Gehänge und der Gipfel vollständig kahl sind. Es wurde also hier ein möglichst vollständiges Profil aufgenommen, und das meiste zur Untersuchung übergebene Material stammt von dieser Örtlichkeit. Figur 1 auf Tafel VI gibt eine Skizze des Profils. An den weiss gelassenen Stellen verhinderten dichte Schotteranhäufungen, das anstehende Gestein zu beobachten.

An der südöstlichen Grenze der Schieferformation, in der Umgebung von Venters Farm zwischen Eersteling und Stryd Poort stellen sich Gneisse ein, die oft granitartige Structur annehmen und durchaus verschieden von denjenigen sind, welche in Wechsellagerung mit den übrigen Schiefern auftreten. Die Beziehungen zu letzteren konnten nicht ermittelt werden; dem Habitus nach gleichen diese Gneisse jedenfalls altarchäischen.

Quarzgänge scheinen nur goldführend zu sein, soweit sie in den eigentlichen Schiefern aufsetzen, deren Streichen sie in der Regel jedenfalls folgen; innerhalb des eben erwähnten Gneissgebiets war wenigstens zur Zeit meiner Anwesenheit noch kein Gold im Quarz nachgewiesen worden, was auch gegen die Zugehörigkeit des Gneiss zu jenen Schiefern sprechen würde. Der goldführende Quarz ist sehr wechselnd in seinen physikalischen Eigenschaften; das Gold ist bald in grösseren Partien eingesprengt, bald so fein vertheilt, dass man es nur durch künstliche Aufbereitung nachweisen kann. Auf dem sogenannten Kopperberg unweit Eersteling befindet sich in der Nähe eines Kupfererze führenden Quarzitgangs eine ver-

Digitized by Google

lassene Schmelzstätte der Kaffern, deren Umfang auf einen recht bedeutenden Betrieb schliessen lässt. Zahlreiche Bruchstücke einseitig geschlossener Röhren liegen umher, zu deren Anfertigung man den Sand der Ameisenhügel verwendet hatte. Nach den reichlich vorhandenen Schlacken zu urtheilen, sind jedoch nicht Kupfererze, wie ich Anfangs vermuthet hatte, verarbeitet worden, sondern Eisenerze, über deren Herkunft allerdings nichts ermittelt werden konnte.

Das Schiefer- und Gneissgebiet wird im Süden durch die Sandsteine des Ost-West verlaufenden Makapans-Gebirges begrenzt. Die discordante Auflagerung dieser Sandsteine auf Hornblende- und Chloritschiefer ist besonders gut am nördlichen Gehänge des nahe bei Eersteling gelegenen Franks Kop aufgeschlossen, wo die Grenze auch durch die Form des Gebirges scharf hervortritt. Die steil gestellten Schiefer bilden mit sanftem Abfall gleichsam den Sockel des Berges, während die nur schwach nach Süden fallenden Sandsteine mit fast senkrechtem Absturz sich über jenen erheben. Auf der östlichen nach Pretoria führenden Route, der sogenannten Pan-road, trifft man bei Stryd Poort, wo der Inkumpi das Gebirge durchbricht, auf den gleichen Sandstein. Hier überlagert er den oben erwähnten Gneiss von zweifelhafter Stellung in einem erheblich tieferen Niveau als die Schiefer am Franks Kop. Auf der westlichen am Nylstroom entlang führenden Route reichen die Schiefer in der Thalsohle etwa bis Krom Draai, einige Kilometer nördlich von der durch die Kaffern zerstörten alten Niederlassung Potgieters Rust, auch hier von steil abfallenden sogenannten Sandsteinkränzen überlagert. Der Sandstein zieht sich dann bis zum Buys Kop südlich vom Ort Nylstroom hinab und ist das erste anstehende Gestein, welches man trifft, nachdem man die ausgedehnte mit recenten Ablagerungen bedeckte Springbockvlakte passirt hat. Überall treten neben vorherrschenden Sandsteinen von mittlerem Korn conglomeratartige und arkoseartige Varietäten auf. Ein sehr charakteristischer fester, bläulichschwarzer, quarzitähnlicher Sandstein wurde sowohl im Mordhöhlenthal unweit Potgieters Rust als auch bei Stryd Poort beobachtet. Erwähnenswerth ist ferner noch eine nicht sehr mächtige Bank eines thonschieferartigen Ge-

Digitized by Google

steins mit zahlreichen Glimmerschüppchen und unvollkommener Schieferung, welches nicht weit unterhalb der Spitze des Franks Kop eine gegen die normalen Sandsteine scharf begrenzte Einlagerung bildet. Im nördlichen Theil — also besonders im Makapans-Gebirge — sind es meist weisse und feste, öfters quarzitisch aussehende Gesteine, im Süden zwischen Moord Drift und Buys Kop sind sie roth gefärbt, von lockerem Gefüge und unserem Buntsandstein täuschend ähnlich. Hier treten auch an flachen Quarzgeschieben reiche Schichten auf, den Vogesenconglomeraten vergleichbar.

Obwohl also der gesammte petrographische Charakter der Sandsteine im Makapans-Gebirge und in den südlichen und östlichen Vorbergen der Waterberge ein erheblich verschiedener ist, so erscheint es mir doch am einfachsten Faciesbildungen anzunehmen, bis directe Beobachtungen vorliegen, welche die Annahme verschieden alteriger Bildungen nothwendig machen. Es würde also eine mächtige und ausgedehnte Sandsteinformation die Schiefer im Süden begrenzen und sich wahrscheinlich weit gegen Südwesten und Osten fortsetzen.

Zwischen Nylfluss und Inkumpi werden die Sandsteine von einer mächtigen Dolomitformation überlagert, welche durch zahlreiche Einlagerungen quarziger Schichten charakterisirt ist. Dieselbe scheint identisch zu sein mit der von mir aus der Gegend von Lydenburg beschriebenen Dolomitformation[1], welche ebenfalls Sandsteine überlagert, sowie mit den im südlichen Transvaal und in Griqualand West[2] weit verbreiteten Dolomiten. Petrefacten sind allerdings nirgends gefunden worden und auch nach der Structur der Gesteine nicht zu erwarten, aber der petrographische Charakter ist überall genau der gleiche, und an allen genannten Örtlichkeiten finden sich die gleichen Lagen verschiedener Quarzgesteine in reichlicher Menge eingeschaltet. Wie bei Wonderfontein im südlichen Transvaal, so trifft man auch hier in den Dolomiten eine Anzahl gewaltiger Höhlen mit Tropfsteinen, welche in den Kämpfen zwischen Kaffern und Bauern eine grosse Rolle gespielt

[1] Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach der Delagoa-Bai. II. Jahresbericht der geographischen Gesellschaft in Hamburg 1875. 185. 193. 195. 205.

[2] Dies. Jahrb. 1873. 54.

Digitized by Google

haben und ein trauriges Zeugniss sind für die Grausamkeit, mit der letztere, wenigstens früher, ihre Kriege führten.

Auf dem linken Ufer des Nyls tritt bei Naboomfontein[1], zwischen Nylstroom und Potgieters Rust, unter dem oben besprochenen Sandstein ein grobkörniger, an basischen Gemengtheilen sehr armer, ziegelrother Amphibolbiotitgranit hervor, zuweilen mit der prächtigsten mikropegmatitischen Verwachsung von Quarz und Feldspath, der im Thal selbst das herrschende Gestein bleibt, bis etwas unterhalb Potgieters Rust die Schiefer an seine Stelle treten. Zwischen Moord Drift und Potgieters Rust steigt er hoch über die Thalsohle an und erhebt sich westlich von letzterem Ort zu einem kleinen isolirten Gebirge namens Lakalakale. Der Granit ist hier von zahlreichen mächtigen Klüften durchsetzt, welche den Kaffern wiederholt Gelegenheit boten, den Angriffen der Bauern mit Erfolg Widerstand zu leisten. Soweit mir bekannt ist, war ich der erste Europäer, dem gestattet wurde, diese in der südafrikanischen Literatur mehrfach erwähnten „Höhlen" zu besuchen, welche sich denn auch in der That, wie bei einem Granitgebirge zu erwarten war, nicht als eigentliche Höhlen, sondern als mächtige Klüfte erwiesen, die durch geschickt angelegte Verschanzungen für die Bauern so gut wie uneinnehmbar gemacht waren.

Die Granite scheinen sich weit nach Süden bis in die Gegend von Pretoria fortzusetzen und eine zusammenhängende Unterlage der quaternären Ablagerungen des Boshvelds zu bilden, einer Südwest-Nordost verlaufenden Depression im centralen Theil von Transvaal, welche die Magaliesberge und deren östliche Fortsetzung von den Waterbergen und dem Makapans-Gebirge trennt. Im westlichen Theil dieser Depression, in der sogenannten Springbockvlakte trifft man nämlich, abgesehen von vereinzelten Geröllen, an der nördlich von Pretoria gelegenen Saltpan einen kleinen aus Granit bestehenden Höhenzug, und desgleichen tritt Granit im östlichen Theil auf der sogenannten Panroad mehrfach in Klippen hervor, besonders in der weiteren Umgebung von Klipfontein südlich vom Inkumpi, welche ihren Namen nach einem tief in festes Gestein ein-

[1] Nach einer grossen Euphorbie (auf holländisch Naboom) benannt.

Digitized by Google

gesenkten Wasserreservoir erhalten hat. Überall ist es ein an basischen Gemengtheilen armer Amphibolbiotitgranit mit stark absorbirender brauner Hornblende. Nach Geröllen zu urtheilen, wird er von Gängen eines röthlichen Aplit durchsetzt.

In dem hier kurz betrachteten Gebiet des mittleren Transvaal zwischen Pretoria und Marabastad würden also im Süden Granit, im Norden mannigfach entwickelte Schiefer und Gneisse das Grundgebirge bilden. Letzterem direct aufgelagert ist eine mächtige Sandsteinformation, welcher eine Dolomitformation mit charakteristischen Einlagerungen kieseliger Schichten folgt. Über das Alter dieser Schichtencomplexe sind sichere Angaben nicht möglich, da Petrefactenfunde nicht vorliegen und also nur die petrographische Beschaffenheit der Gesteine in Betracht gezogen werden kann. Nach letzterer scheinen die Schiefer der Goldfelder nicht der archäischen Formation anzugehören, sondern paläozoischen Alters zu sein und sich etwa mit den metamorphischen Schiefern Belgiens vergleichen zu lassen, welche dem Cambrium oder dem Silur zugerechnet werden. Auch für die auflagernden Sandsteine und Dolomite scheint mir ein paläozoisches Alter am wahrscheinlichsten zu sein; jedenfalls findet sich in der etwa die Dyas bis zur oberen Trias repräsentirenden Karooformation kein Schichtencomplex, der mit den hier auftretenden Formationen vergleichbar sein dürfte. Für den seiner Stellung nach zweifelhaften Gneiss in der Gegend von Venters Farm könnte ein archäisches Alter angenommen werden."

Die Gesteine des in vorstehender Mittheilung beschriebenen Gebietes zerfallen naturgemäss in zwei Abtheilungen, welche sowohl durch ihr geognostisches Auftreten, als auch durch ihre petrographische Beschaffenheit scharf von einander geschieden sind. Der einen gehören die Felsarten des älteren, steil gestellten Schichtensystems an, während die andere die den vorigen discordant aufgelagerten klastischen Gesteine umfasst.

Digitized by Google

A. Gesteine des älteren Schichtensystems.

Obgleich unter den Gesteinen des älteren Schichtensystems sich manche finden, welche ursprünglich als klastisches Material zur Ablagerung gelangt sein dürften, so unterscheiden sie sich doch von den rein klastischen Felsarten der jüngeren Sandsteinformation wesentlich durch ihren krystallinen Habitus; ich glaube, dass derselbe wenigstens vorzugsweise durch neugebildete Mineralien bedingt wird. Die mineralogische Zusammensetzung dieser Schiefergesteine ist eine so mannigfaltige, dass eine Gliederung in die folgenden Gruppen zweckmässig erscheint.

1) Gneiss.
2) Amphibolgesteine.
   a. Dioritschiefer.
   b. Aktinolithschiefer.
3) Chloritschiefer.
4) Normale Phyllite.
5) Ottrelith- und Andalusitschiefer.
   a. Ottrelithschiefer.
   b. Ottrelith-Andalusitschiefer.
   c. Andalusitschiefer.
6) Glimmerquarzit.
7) Quarz-Turmalinschiefer.
8) Magnetit-Quarzschiefer.
9) Serpentin.

An gangförmig auftretenden Gebirgsgliedern würden sich anreihen:

10) Proterobas.
11) Quarzit.

1. Gneiss.

Den Gneissen sind drei, sowohl ihrem makroskopischen Habitus, als auch ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach ganz verschiedene Gesteine zuzuzählen, deren jedes von einem anderen Fundpunkte stammt.

Der oben besprochene Gneiss aus der Gegend von Venters Farm zwischen Eersteling und Stryd Poort, welcher wahrscheinlich als eine von den übrigen Schiefern unabhängige ältere Bildung aufzufassen ist, unterscheidet sich auch

Digitized by Google

seinem Gesammthabitus nach wesentlich von den beiden anderen Varietäten, welche dem Schiefergebirge normal eingelagert sind. Es ist ein typischer Biotitgneiss von grauer Farbe, von mittlerem bis feinem Korn und von körnig-schuppiger Structur. Quarz, Biotit und Feldspath, letzterer zum Theil mit Zwillingsstreifung, sowie gelbgrüner Epidot sind bereits mit freiem Auge wahrzunehmen.

Das Mikroskop fügt als weitere Gemengtheile Titanit und Apatit hinzu; der Feldspath ist theils Orthoklas, theils Plagioklas.

Quarz tritt meist in etwas gestreckten Partien unregelmässig begrenzter und verschieden orientirter Körner auf, von denen die grösseren in der Regel undulöse Auslöschung zeigen. Er schliesst Zirkonmikrolithe und Flüssigkeitsporen ein; letztere sind zum Theil von dihexaëdrischer Gestalt und häufig zu Reihen angeordnet. Oft liegen zwischen den einzelnen Quarzkörnern Fetzen von braunem Biotit eingeklemmt.

Orthoklas und Plagioklas, von denen ersterer entschieden vorwiegt, treten theils in durchaus frischen Körnern auf, während die Mehrzahl allerdings stark verändert ist. Die Zersetzungsproducte beider Feldspathe bestehen vorherrschend aus Muscovitflitterchen; beim Plagioklas besonders treten noch überall winzige Säulchen und Körnchen von Epidot hinzu, welche unzweifelhaft secundärer Entstehung sind und von Quarz und etwas hellem Glimmer als Nebenproducten bei der Umwandlung begleitet werden. Solcher Quarz scheint — im Gegensatz zu dem primären — frei von Flüssigkeitseinschlüssen zu sein. Ausserdem kommt noch Epidot in grossen, gewöhnlich unregelmässig begrenzten Individuen vor, die häufig nach der Orthodiagonale langgestreckt erscheinen, schwachen Pleochroismus zeigen, sowie Spaltung nach Basis und Orthopinakoid. Diese grösseren Epidote sind mit dem durchaus frischen Glimmer innig vergesellschaftet. Wenn sie auch in Folge dessen ganz den Eindruck gleichartiger und gleichzeitiger Entstehung mit letzterem machen, so erscheint es mir doch wahrscheinlicher, dass ein eingewanderter secundärer Epidot vorliegt.

Biotit stellt sich theils in einzelnen Krystallen, theils in unregelmässig begrenzten Partien dar, die sich nicht selten

Digitized by Google

aus kleinen Blättchen zusammensetzen. Letztere erscheinen auch häufig mit Epidotsäulchen aggregirt, und grössere Blättchen zeigen sogar eine Art Verwachsung mit Epidot, indem sie Krystalle desselben völlig umfassen oder sich diesen eng anschmiegen. Solcher Biotit ist jedenfalls nicht als ursprünglich, sondern als Neubildung, als gleichzeitig mit dem Epidot entstanden aufzufassen. Er scheint auch etwas lichtere Farbe zu besitzen, als der in regelmässig begrenzten Individuen auftretende Glimmer. Während nämlich die senkrecht zu c schwingenden Strahlen bei ersterem chocoladenbraun gefärbt sind, zeigen sie bei letzterem dunkelbraune, fast schwarze Farbentöne. Diese Unterschiede sind jedoch nicht so scharf, dass eine Trennung, besonders bei basischen Schnitten, welche sämmtlich deutlich den Austritt zweier Axen erkennen lassen, immer leicht durchzuführen wäre. Schliesslich beherbergt der dunklere Glimmer nicht selten graue Körnchen, welche dem helleren zu fehlen scheinen.

Der nicht gerade reichlich vorhandene Titanit tritt meist in Form etwas länglicher Rhomben von bräunlichgrauer bis röthlichbrauner Farbe auf.

Apatit bildet verhältnissmässig grosse rundliche Körner oder plumpe Prismen und wird häufig von Glimmerblättchen kranzförmig umgeben. Schwache Doppelbrechung, Löslichkeit in Salpetersäure und Phosphorsäurereaction charakterisiren ihn genügend.

Die beiden anderen Gesteine zeigen, wie erwähnt, einen durchaus anderen Habitus.

Von Buttons Creek bei Eersteling stammt eine körnig-schuppige bis körnig-flaserige, licht gefärbte Varietät, welche wegen bereits makroskopisch wahrnehmbaren, reichlich vorhandenen Kaliglimmers als Muscovitgneiss zu bezeichnen ist. Zahlreiche schwarze Pünktchen mit rothbraunem Hofe verleihen dem Handstück ein geflecktes oder getigertes Aussehen.

Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Muscovit sind die wesentlichen Gemengtheile, zu denen accessorisch noch Magnetit und spärlich Biotit hinzukommen.

Der Quarz bildet auch hier meist nach einer Richtung gestreckte Aggregate von grösseren und kleineren, unregel-

Digitized by Google

mässig begrenzten Körnern und ist verhältnissmässig arm an Einschlüssen. Es wurden beobachtet Flüssigkeitsporen zum Theil mit beweglicher Libelle, sowie gelbe Säulchen und Nädelchen, welche ihrer starken Doppelbrechung nach zu urtheilen wohl dem Zirkon angehören.

Reichlich und annähernd in gleichen Mengen sind Orthoklas und Plagioklas vorhanden. Sie erscheinen in Form von Körnern und sind beide, obgleich nirgends eine bedeutende Zersetzung wahrzunehmen ist, von Muscovitblättchen reichlich erfüllt, die aber keine gesetzmässige Anordnung im Krystall zeigen.

Abgesehen von diesen Einschlüssen im Feldspath nimmt der Muscovit noch in grösseren Lamellen am Gesteinsgemenge Theil. Mit Kieselflusssäure erhält man das Kaliumsalz.

Der nur accessorische Biotit ist fast vollständig zersetzt unter Bildung von Eisenoxydhydrat; die spärlichen Reste mit frischeren Farben scheinen ihre grünbraune Färbung auch einer beginnenden Veränderung zu verdanken. Hin und wieder beobachtet man parallele Verwachsungen mit Muscovit.

Auch Magnetit ist fast gänzlich in Eisenoxydhydrat umgewandelt, wie bereits makroskopisch an dem rostfarbenen Hofe zu erkennen ist, welcher die schwarzen Pünktchen umgibt.

An diese typischen Gneisse möge ein unmittelbar am Bach bei Eersteling anstehendes Gestein angeschlossen werden, welches ursprünglich aus Quarz und Plagioklas zusammengesetzt war, in welchem aber der letztere Gemengtheil beinahe vollständig in Epidot und Quarz zersetzt ist, so dass die Bezeichnung Epidot-Quarzgestein dem jetzt vorliegenden Gemenge am besten entsprechen würde. Jede Andeutung von Schieferung fehlt; die Felsart ist vollkommen massig, von gelbgrüner Farbe und führt den Quarz in einsprenglingsartig hervortretenden Körnern. An einzelnen Stellen geht die gelbgrüne Färbung allmählig in eine röthlichgraue über, ohne dass die Quarzkörner zurücktreten. Mit der Loupe beobachtet man hier Spaltflächen von Feldspath.

Während in der gelbgrünen Hauptmasse der Plagioklas gänzlich in Epidot und Quarz zersetzt ist, zeigen die röthlichgrauen Gesteinspartien denselben noch vollkommen erkennbar,

Digitized by Google

wenn auch die allenthalben auftretenden Einschlüsse von Epidotkörnchen und die dadurch hervorgerufene Trübung der Krystalle den Beginn der Umwandlung anzeigen.

Der Plagioklas (Orthoklas war nirgends wahrzunehmen) erscheint theils in Form von Leisten, theils als breitere Individuen, überall mit sehr deutlicher Zwillingsstreifung. Bei gänzlicher Zersetzung treten an seiner Stelle Epidot und Quarz auf, und zwar in der Art, dass der erstere für sich allein zusammenhängende Körneraggregate bildet, welche durch ein Gemenge beider Mineralien mit geringen, stark getrübten Feldspathresten von einander getrennt sind. Diese letzteren Aggregate sehen durch eine Menge grösstentheils nicht sicher bestimmbarer Interpositionen wie bestäubt aus. Ein Theil derselben besteht vielleicht aus winzigen Flüssigkeitseinschlüssen ohne Libelle; andere wieder bilden Haufwerke äusserst winziger röthlichgelber Körnchen, bei denen man an Rutil denken könnte, wenn sie nicht durch Flusssäure zerstört würden, und der geringste Theil sind wohl äusserst kleine Epidotkörnchen und Apatitsäulchen (das Gesteinspulver gibt deutliche Reaction auf Phosphorsäure).

Plagioklas sowohl, als dessen Zersetzungsproducte stellen nun eine Art Grundmasse dar, in welcher der als primärer Gemengtheil aufzufassende Quarz eingebettet liegt. Derselbe bildet meist aus mehreren verschieden orientirten Individuen zusammengesetzte Partien, welche unregelmässig gerundet, sich im gewöhnlichen Lichte in scharfen Contouren gegen die übrige Gesteinsmasse abheben. Nicht selten zeigt letztere zungenförmige Einbuchtungen in die Quarze, oder diese umschliessen rundliche Partien jener in ganz ähnlicher Weise, wie es bei den Quarzen mancher Quarzporphyre der Fall ist. Bei gekreuzten Nicols erscheint die Grenze dieser „Einsprenglinge“ gegen die „Grundmasse“ jedoch nicht mehr scharf, sondern jene greifen in letztere ein und sind mit derselben gleichsam verflösst. Diese Erscheinung findet ihre Erklärung vielleicht darin, dass die bei der Epidotbildung abgeschiedene Kieselsäure an den schon vorhandenen Quarzindividuen in paralleler Lage ankrystallisirt ist.

Der einsprenglingsartig auftretende Quarz ist verhältnissmässig arm an Einschlüssen; es sind meist Flüssigkeits-

Digitized by Google

poren, von denen manche ziemlich gross sind und dihexaëdrische Form besitzen; auch reihenförmige Anordnung ist nicht selten zu beobachten. Gelegentlich haben sich aus der Flüssigkeit Würfelchen ausgeschieden. Vereinzelte Interpositionen von farblosen, stark licht- und doppelbrechenden Säulchen mit zugespitzten Enden sind wohl als Zirkon zu deuten.

Äusserst spärlich betheiligen sich am Gesteinsgemenge Blättchen eines gelben, pleochroitischen Glimmers.

2. Amphibolgesteine.

An Amphibol führenden Gesteinen liefert das Gebiet um Marabastad eine Reihe recht verschiedenartiger Vertreter. Die einen sind sehr deutlich schieferig, bei anderen ist die Schieferung nur unvollkommen entwickelt, und wieder andere machen, soweit die Handstücke eine Beurtheilung zulassen, den Eindruck massiger Felsarten. Da aber nach der Mittheilung von Herrn Professor Cohen alle höchst wahrscheinlich als gleichartige Glieder der Schieferformation aufzufassen sind, so mögen sie hier nur nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung gegliedert werden, nämlich in Dioritschiefer und Aktinolithschiefer.

a. Dioritschiefer.

In den Dioritschiefern, welche im Profil von Mt. Maré nicht vertreten sind, stellt sich neben verhältnissmässig dunkler Hornblende Plagioklas als wesentlicher Gemengtheil ein, während Orthoklas mehr zurücktritt. Titaneisen ist fast immer vorhanden; nur in wenigen Varietäten tritt Titanit in grösseren Individuen oder Magnetit an dessen Stelle.

Die kräftig pleochroitische Hornblende (a gelblich, b gelbgrün, c blaugrün, Absorption $c = b > a$) ist in den einzelnen Gesteinen verschieden intensiv gefärbt. Die Auslöschungsschiefe schwankt zwischen 20° und 27°, und es scheint, soweit die Beobachtungen reichen, als ob die Grösse derselben im umgekehrten Verhältniss zur Intensität der Färbung stünde. Zwillingsbildung nach $\infty P\infty$ kommt zuweilen vor, und es wurde auch in einem Krystall eine sich auskeilende Zwillingslamelle beobachtet.

Digitized by Google

Öfters sind die Individuen fleckig gefärbt oder zeigen zonaren Aufbau, indem sie am Rande dunklere Farben besitzen als in den inneren Partien; letztere weisen auch nicht selten durch eine Art lückenhaften Wachsthums eine eigenthümlich schwammige, poröse Textur auf, in Folge deren sie bei schwacher Vergrösserung wie getrübt aussehen. Die meist säulenförmig ausgebildeten Krystalle sind nur in der Prismenzone durch Flächen begrenzt, an den Enden aber faserig ausgebildet, so dass sie, besonders die kleineren, häufig mehr oder weniger schilfartig erscheinen. Hin und wieder umschliessen grössere Individuen anders orientirte, im Durchschnitte oft fetzenförmige Partikel des gleichen Minerals.

Die Hornblende ist gewöhnlich noch recht frisch; bei einigen Varietäten aber hat bereits eine Zersetzung Platz gegriffen, als deren Producte Chlorit und seltener Epidot sich einstellen.

Der letztere, welcher in allen Gesteinen und zum Theil sehr reichlich auftritt, verdankt übrigens seine Entstehung ganz vorzugsweise der Umwandlung von Plagioklas, welcher selten vollständig frisch, meist sogar gänzlich zersetzt ist, so dass im letzteren Falle nur die Zersetzungsproducte noch erkennen lassen, dass überhaupt ursprünglich Feldspath vorhanden war. Die Umwandlung beginnt damit, dass sich isolirte, lebhaft polarisirende Epidotkörnchen bilden; in einem weiteren Stadium erscheinen trübe Flecken, welche sich bei stärkerer Vergrösserung in ein Aggregat von solchen winzigen Körnchen auflösen; dieselben bleiben aber stets mit Plagioklas in Verbindung, greifen jedoch oft auf die benachbarte Hornblende über. Diese Erscheinung zeigt die grosse Beweglichkeit der Epidotsubstanz. Bei gänzlicher Zersetzung des Feldspathes treten an dessen Stelle grössere Epidotkörner von gelblicher Farbe und schwachem Pleochroismus, welche in Gesellschaft mit Quarz, der als Nebenproduct der Umwandlung auftritt, oder für sich allein zusammenhängende Aggregate bilden.

Während vielfach angenommen wird, dass der Epidot sich nicht aus Plagioklas bilde, sondern erst durch Vermittlung von eingewandertem Chlorit, erscheint es hier sogar fraglich, ob die Hornblende überhaupt wesentlich mit zu der Bildung von Epidot beigetragen hat.

Digitized by Google

Auch das gewöhnlich in unregelmässig begrenzten Partien auftretende Titaneisen erweist sich immer mehr oder weniger in Leukoxen (Titanit) umgewandelt; gelegentlich tritt zu letzterem noch Eisenoxydhydrat hinzu. Wo der Leukoxen mit dem ursprünglichen Mineral nicht mehr im Zusammenhang steht, unterscheidet er sich von dem Epidot nur durch hellere Färbung und das geschlossenere Auftreten der Aggregate.

Drei aus der Gegend von Eersteling stammende dunkelfarbige Gesteine sind besonders durch ihre massige Structur ausgezeichnet. Das eine, „dicht bei den Hütten im Bachbett anstehend", führt nahezu frischen Plagioklas (Orthoklas war nicht sicher nachzuweisen), welcher stellenweise mit der Hornblende pegmatitisch verwachsen ist. Die Individuen der letzteren zeigen unregelmässige, ausgefaserte bis lappige oder fingerförmig gestaltete Umrisse, und der Feldspath füllt in einheitlichen Partien die Zwischenräume aus. Ebenso beobachtet man häufig unregelmässig begrenzte Einschlüsse des einen Minerals im andern. Beide sind jedenfalls gleichzeitig gebildet.

Ein anderes Handstück aus der gleichen Gegend ist von dunkel graugrüner Farbe mit kleinen weissen Flecken und von feinem Korn; nur Hornblende ist mit freiem Auge zu erkennen.

Plagioklas ist hier vollständig in Quarz und Epidot zersetzt, und die Hornblende ist von verhältnissmässig lichter Färbung. Manche Krystalle machen den Eindruck, als seien sie in lauter Spaltungsprismen zerdrückt, und letztere alsdann gegen einander etwas verschoben; wieder andere lassen eine deutliche Biegung einzelner Spaltungsstücke wahrnehmen. Es dürfte daraus hervorgehen, dass das Gestein einem grossen Drucke ausgesetzt war.

Titaneisen ist hier durch Magnetit vertreten, welcher kleine, öfters am Rande etwas zersetzte Oktaëder bildet.

Die übrigen Vertreter dieser Gruppe besitzen alle mehr oder weniger entwickelte Schieferstructur.

Eine am Copperberg gesammelte Varietät ist unvollkommen schieferig und von dunkelgrüner Farbe; in der etwas flaserigen Hauptgesteinsmasse liegen grössere Hornblendekrystalle einsprenglingsartig eingebettet, welche auf der Verwitterungsfläche scharf als Knoten oder Höcker hervortreten.

Digitized by Google

Die Hornblende tritt unter dem Mikroskop theils in den erwähnten grösseren Einsprenglingen, theils zusammen mit Chlorit in faserigen Aggregaten auf, welche jene flaserig umziehen.

Plagioklas ist zum grösseren Theil noch frisch.

Der Chlorit zeigt deutlichen Pleochroismus (parallel der Spaltung saftgrün, senkrecht zu derselben gelb) und schwache Doppelbrechung mit den bekannten stahlblauen Polarisationsfarben. Er scheint durch Zersetzung der Hornblende entstanden zu sein neben Epidot. Da letzterer nämlich in einzelnen Körnern und in Aggregaten als Einschluss in der Hornblende auftritt oder innig mit derselben verwachsen ist, so erscheint die Annahme gerechtfertigt, dass er nicht nur aus Plagioklas, sondern auch zusammeu mit Chlorit aus der Hornblende hervorgegangen sei.

Der vorhandene Calcit dürfte secundärer Entstehung sein; er durchzieht theils in Trümern den Schiefer, theils bildet er, wie es scheint, das Ausfüllungsmaterial von Hohlräumen.

Ziemlich deutlich schieferig erweist sich ein in zwei Handstücken vorliegendes Gestein von „Buchinhout Kop bei Venter's Farm". Dasselbe ist von graugrüner Farbe und lässt schon mit freiem Auge auf der Schieferungsfläche die Hornblendesäulchen erkennen. Das Korn ist ein ziemlich gleichmässig feines.

Die beiden Handstücke unterscheiden sich nur durch den Erhaltungszustand des Feldspathes, der in dem einen vollständig zersetzt ist, während das andere noch frische Reste enthält. Auch Orthoklas, der in nicht unbedeutender Menge an der Zusammensetzung Theil nimmt, ist in dem ersteren gänzlich in Blättchen von Muscovit umgewandelt, im Gegensatz zum Plagioklas, aus dem sich Epidot und Quarz entwickelt haben.

Die Hornblendekrystalle sind mit dem Orthopinakoid parallel zur Schieferungsebene gelegen und nur in der Prismenzone ausgebildet, wobei die stumpfe Prismenkante nicht selten gerundet erscheint; hin und wieder ist auch $\infty P\infty$ deutlich zu beobachten.

Titanit in gelben, rundlichen Körnern tritt ziemlich reichlich auf, auch zum Theil als Einschluss in Hornblende. Spär-

Digitized by Google

licher ist Apatit in kleinen Kryställchen vorhanden; doch giebt das Gesteinspulver deutliche Reaction auf Phosphorsäure.

Der zersetztere dieser beiden Schiefer schien geeignet, die Bestimmung des Epidot auf chemischem Wege sicherzustellen. Durch mehrmaliges Behandeln des Gesteinspulvers mit concentrirter THOULET'scher Lösung gelang es, ein schwereres Product zu erhalten, welches aus Epidot mit etwas Titanit und wenig Hornblende bestand. Aus dem leichteren Antheil wurde die Hauptmenge der Hornblende nun weiter von Quarz getrennt und schliesslich wie der Epidot quantitativ untersucht.

Ganz rein liessen sich beide Mineralien nicht gewinnen. Die Analysen ergaben:

1. Hornblende.

	a. gefunden:	b. berechnet:
SiO_2 . . .	47.47 %	43,77 %
Al_2O_3 . . .	12,85 „	13,84 „
Fe_2O_3 . . .	3,80 „	4,10 „
CaO . . .	14,05 „	15,17 „
MgO . . .	11,71 „	12,64 „
FeO . . .	9,69 „	10,46 „
	99,57 %	99,98 %

Berechnet man die unter a. gegebene Analyse nach dem Vorgange SCHARIZER's[1], indem man sie in die Verbindungen $R_3 (Al, Fe)_2 Si_3 O_{12}$ (Syntagmatit) und $(Mg, Fe)_3 Ca Si_4 O_{12}$ (Aktinolith) zerlegt, so ergiebt sich, dass die Basen genau auf 69,5 % der ersten Verbindung und 30,5 % der zweiten führen, dass aber dann ein Überschuss von 6,90 % SiO_2 bleibt, der sich auch nicht eliminiren lässt, wenn andere Verbindungen wie zum Beispiel $CaO SiO_2$, $MgO (Al, Fe)_2 O_3 SiO_2$ und $(Mg, Fe) O SiO_2$ eingeführt werden. Er ist wahrscheinlich auf Verwachsungen mit Quarz zurückzuführen, obwohl solche bei der mikroskopischen Untersuchung des isolirten Pulvers nicht mit Sicherheit erkannt werden konnten. Unter b. ist für die berechnete Hornblende die procentische Zusammensetzung gegeben nach Abzug der 6,90 % SiO_2.

[1] R. SCHARIZER, Die basaltische Hornblende von Jan Mayen etc. Dies. Jahrb. 1884. II. p. 143.

Digitized by Google

2. Epidot.

	a. gefunden:	b. berechnet:
SiO_2	41,45 %	41,97 %
Al_2O_3	24,11 „	26,30 „
Fe_2O_3	9,51 „	9,66 „
CaO	21,98 „	22,07 „
MgO	0,78 „	100,00 %
TiO_2	2,18 „	
	100,01 %	

Nimmt man an, dass MgO ganz der beigemengten Hornblende, TiO_2 dem Titanit entstammen, und zieht die vorhandene Menge beider Silicate ab, so ergiebt sich die unter b. angeführte Zusammensetzung des Epidot auf 100 berechnet. Auch diese Analyse weist einen Überschuss von SiO_2 auf, der sich aber verringern würde, wenn eine Wasserbestimmung vorläge, und mit Rücksicht auf dieses Mehr von Kieselsäure stimmte alsdann die Analyse annähernd mit einem Mineral überein, welches aus ca. 23 % Eisen- und 77 % Aluminiumepidot[1] besteht. Immerhin dürfte der Nachweis, dass in der That Epidot vorliegt, geliefert sein.

b. Aktinolithschiefer.

Die Aktinolithschiefer lassen sich von den Gesteinen der vorhergehenden Gruppe makroskopisch nicht sicher unterscheiden, wenn sie auch meist eine lichtere Färbung und etwas feineres Korn besitzen. Mikroskopisch sind sie in den vorherrschenden typischen Vertretern durch Fehlen oder doch höchstens accessorisches Auftreten von Feldspath, sowie durch den strahlsteinartigen Habitus der Hornblende recht gut charakterisirt.

Den Übergang vermittelt ein feinkörniges bis dichtes graugrünes, dünnschiefriges Gestein, welches in der Nachbarschaft des Haupt-Quarzriffs zu Eersteling vorherrscht.

Dasselbe erweist sich unter dem Mikroskop als ein Gemenge von winzigen graugrünen Hornblendesäulchen, Quarzkörnchen, Blättchen und Fasern von Chlorit, sowie gelblichen Körnchen (wahrscheinlich Epidot) mit grösseren

[1] Vergl. Ludwig, Über die chemische Formel des Epidot. Tscherm. Min. Mitth. 1872, p. 192.

Digitized by Google

Krystallen und Körnern von Hornblende, Feldspath, Quarz, Pyrit, Titaneisen, sowie kleinen schwach doppelbrechenden Prismen von Apatit. Das Gesteinspulver giebt kräftige Reaction auf Phosphorsäure.

Im Schliff senkrecht zur Schieferung ordnen sich die Gemengtheile der fein struirten Hauptgesteinsmasse zu kurzen Flasern, welche die grösseren Krystalle umziehen.

Ebenfalls durch accessorisch auftretenden Feldspath und Quarz zeichnet sich eine Varietät aus, welche in mehreren Stücken aus der Gegend zwischen Marabastad und Eersteling vorliegt. Die verschiedenen Handstücke repräsentiren nur verschiedene Stadien der Zersetzung; ganz frisch ist keines mehr. Sie sind im Allgemeinen von graugrüner Farbe und entsprechend dem Grad der Umwandlung durch epidotreichere Partien mehr oder weniger stark gelb gefleckt. Die nicht sehr vollkommene Schieferung ist uneben, wellig gebogen. Mit der Loupe ist nur ein filziges Aggregat von Nädelchen und Fasern zu erkennen.

Das Mikroskop zeigt als Gemengtheile Aktinolith, Feldspath, Quarz, Apatit, Chlorit, Epidot und Titanit (Leukoxen).

Der Aktinolith ist sehr licht gefärbt und daher wenig pleochroitisch (b und c hellgrünlich, a farblos mit einem Stich ins Gelbe). Auslöschungsschiefe wurde bis zu 22° beobachtet. Er tritt theils in grösseren Krystallen, theils in feinen Nadeln auf, aber immer an den Enden ausgefasert. Erstere erscheinen meistens ihrer ganzen Länge nach zerspalten, vielleicht in Folge von Druckwirkung; gleichzeitig sind die längeren Säulchen quer gegliedert, wobei die Risse theils schief, theils senkrecht zur Längsrichtung verlaufen. Manche Krystalle sind auch geknickt oder verbogen.

Ganz frisch ist der Aktinolith nirgends, der Grad der Zersetzung aber ein wechselnder. Die neugebildeten Producte bestehen einestheils aus Chlorit in grünen pleochroitischen Blättchen, anderntheils aus gelblichen Körnchen von Epidot und aus Quarz. Dass neben Chlorit auch die beiden letzteren Mineralien zum weitaus grössten Theil aus dem Strahlstein hervorgegangen sind, beweist der Umstand, dass mit fortschreitender Zersetzung desselbeu die Menge des Epidot zunimmt,

Digitized by Google

und dass in den unzweifelhaft aus Strahlstein entstandenen chloritischen Producten immer reichlich Epidotkörnchen eingebettet liegen; nur ein ganz geringer Theil ist aus dem äusserst spärlich vorhandenen Feldspath (Plagioklas) entstanden. Die Epidotsubstanz und die Kieselsäure, in geringerem Maasse auch der Chlorit, scheinen nicht immer an der Stelle geblieben zu sein, wo das Muttermineral sich befand, sondern sich im Gestein etwas verbreitet zu haben.

Ausser diesem secundären Quarz findet sich auch spärlich Quarz in rundlichen Körnern, welcher wohl als primär anzusehen ist. Er umschliesst Flüssigkeitsporen (zum Theil mit spontan beweglicher Libelle), Trichite und Apatitsäulchen, die oft ziemlich lang sind und auch sonst in der gleichen Form im Gestein vorkommen (das Gesteinspulver giebt deutliche Reaction auf Phosphorsäure); Epidoteinschlüsse, wie sie der secundär gebildete Quarz gewöhnlich führt, fehlen.

Titanit tritt in Form von Leukoxen in Aggregaten von stark licht- und doppelbrechenden bräunlichgelben Körnchen auf, welche bei schwacher Vergrösserung als trübe Partien erscheinen.

Die Hornblendekrystalle liegen mit ihrer Längsrichtung und grösstentheils auch mit dem Orthopinakoid parallel zur Schieferungsfläche. Im Schliff senkrecht zu derselben erscheinen die kleineren Aktinolithsäulchen und ihre chloritischen Umwandlungsproducte gewöhnlich zu groben Streifen vereinigt, welche die wenigen primären Quarzkörner, seltener grössere Hornblendekrystalle flaserig umziehen. Das Gleiche nimmt man auch zuweilen in den Schliffen parallel zur Schieferung wahr, wohl in Folge der Unvollkommenheit der letzteren.

Durch die Beschaffenheit des Aktinolith und die gleiche Zersetzung in Epidot schliesst sich ein aus der Gegend von Eersteling stammendes Gestein zunächst an. Dasselbe ist dicht, sehr hart und nicht schieferig, zeigt splitterigen Bruch und enthält Schnüre und Nester von Quarz sowie von gelbgrünem Epidot.

Die graugrüne Hauptmasse des Gesteins besteht aus einem innigen Gemenge von regellos liegenden Hornblendesäulchen mit Körnchen von Epidot, während in den hellen gelbgrünen Partien die Hornblende zurücktritt und Epidot

Digitized by Google

nebst Quarz in grösseren Individuen sich einstellen, ersterer zum Theil in recht gut ausgebildeten Krystallen. Den eigentlichen Quarztrümern fehlt der Aktinolith ganz, und auch Epidot ist nur spärlich vorhanden.

Der schwach grünlich gefärbte Strahlstein zeigt Auslöschungsschiefen bis zu 25°. Fast alle Krystalle führen bereits, zum Theil sehr reichlich, Einschlüsse von Epidotkörnchen, und der Beginn der Zersetzung macht sich dadurch bemerkbar, dass manche Individuen in den Polarisationsfarben eine bedeutende Abnahme der Intensität wahrnehmen lassen. Chlorit war nicht mit Sicherheit nachzuweisen. Ein Auszug des Gesteinspulvers mit heisser Salzsäure ergab verhältnissmässig wenig Eisen und Magnesium neben etwa den gleichen Mengen Calcium und Aluminium; Kieselflusssäure lieferte die Salze von Eisen, Magnesium und Calcium. Der Thonerde haltende Strahlstein hat sich also wahrscheinlich mit Ausscheidung von Quarz hauptsächlich in Epidot umgesetzt, da secundärer Chlorit in diesen Gesteinen wenigstens durch Salzsäure zersetzbar zu sein pflegt.

Der Epidot ist auch in den grösseren Individuen nur lichtgelblich gefärbt und schwach pleochroitisch. Einmal wurde ein Zwilling beobachtet.

Das Auftreten des Epidot auf den Quarztrümern beweist wiederum die grosse Beweglichkeit der Substanz, da sie nur durch Wandern dahin gelangt sein kann.

Am Mt. Maré (No. 5 und 7 im Profil) begrenzen fast massig erscheinende Aktinolithschiefer den später zu beschreibenden Serpentin[1], sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Ersteres Vorkommen ist frisch, das andere in hohem Grade zersetzt; sonst ist kein Unterschied bemerkbar.

Das frische Gestein des Liegenden stellt ein graugrünes, feinfaseriges bis dichtes Aggregat von Hornblendesäulchen dar mit unregelmässigen helleren und dunkleren Flecken.

Im Schliff bildet der absolut farblose Aktinolith (mit Auslöschungsschiefen bis zu 25°) ein Gewirre von grösseren

[1] Becke, Tscherm. Min. Mitth. 1881, erwähnt in seiner Besprechung der Gneissformatiou des niederösterr. Waldviertels, dass die Hornblendegesteine dort gewöhnlich in der Nähe des Serpentins als Aktinolithgesteine entwickelt sind.

Digitized by Google

und kleineren Säulchen, deren Dimensionen bis zu den feinsten Fasern herabsinken. Die an den Enden mehr oder weniger ausgefaserten Krystalle sind in der Prismenzone gewöhnlich von ∞P und ∞P∞ begrenzt. Meistens sind sie quer gegliedert, und die Risse verlaufen je nach der Lage des Schnittes senkrecht oder schief zur Längsrichtung. Die grösseren Individuen führen nicht gerade spärlich unregelmässig begrenzte Einschlüsse von ziemlicher Grösse, zum Theil mit Libelle. Ihr Verhalten beim Erhitzen weist trotz der zarten Umrandung auf Flüssigkeitsporen hin, indem die Libelle beständig kleiner wurde und schliesslich, als das Thermometer 90° zeigte, gänzlich resorbirt war. Kieselflusssäure liefert die Salze von Magnesium, Eisen und Calcium.

An den makroskopisch dunkler hervortretenden Stellen des Gesteins hat bereits eine Umwandlung in grüne Blättchen von Chlorit Platz gegriffen; derselben geht eine Zerfaserung der Säulchen voraus, und mit dem Chlorit bildet sich opakes Erz in unregelmässig begrenzten Partien. Als primäre Gemengtheile erscheinen noch kleine undurchsichtige Oktaëder von Chromit, welche sich mit Flusssäure isoliren lassen und kräftige Reaction auf Chrom geben. Weiter finden sich spärlich grauliche Körnchen und plumpe Säulchen eines stark doppelbrechenden Minerals, welches von Flusssäure zersetzt wird; vielleicht ist es Titanit.

Das im Hangenden auftretende Gestein ist von graugrüner Farbe, dichter Structur, sehr weich und milde; es fühlt sich etwas fettig an. Auf den das Gestein durchsetzenden Klüften hat sich eine grünliche fettglänzende Masse angesiedelt, welche mit der Loupe eine quer zur Kluft verlaufende Faserung erkennen lässt.

Aktinolith ist nur noch in spärlichen Resten vorhanden; als Zersetzungsproducte erscheinen hier neben Chlorit vornehmlich Talk[1], sowie Magnetit und ein Magnesia haltendes Carbonat. Die frischen Reste sind unter den innig verfilzten, oft bündelförmig aggregirten Fasern und Blättchen von Talk nur schwer zu erkennen, da beide gleich lebhaft polarisiren;

[1] Über Umwandlung von aktinolithartiger Hornblende in Talk vergleiche auch Becke, Gneissformation des niederösterr. Waldviertels etc. Tscherm. Min. Mitth. 1881, p. 339.

Digitized by Google

doch leitet in der Regel die schiefe Auslöschung. Auch hier lässt sich beobachten, dass der gänzlichen Zersetzung der Hornblende ein Zerfall in Fasern vorausgeht. Wenn man das grünliche, fein faserige chloritische Mineral durch Ätzen des Schliffes mittelst Salzsäure entfernt, so treten die büschelförmigen Aggregate der Talkblättchen sehr deutlich hervor. Dieselben sehen Muscovit zum Verwechseln ähnlich, und es war daher zur sicheren Bestimmung nothwendig, noch eine chemische Prüfung des Minerals vorzunehmen. Das Gesteinspulver wurde, um Chlorit zu entfernen, mit Salzsäure digerirt, die abgeschiedene Kieselsäure mit kochender Sodalösung aufgenommen und der Rückstand ausgewaschen. Derselbe hatte eine weisse Farbe und schien hauptsächlich dem Talk anzugehören. Mit Kieselflusssäure ergab er nach dem vorhergehenden Aufschliessen mit Flusssäure nur Magnesiumsalz, und auch mit Cobaltsolution geglüht, liess er die für thonerdehaltende Mineralien so charakteristische Blaufärbung vermissen. Der Salzsäureauszug enthält dagegen Eisen, Magnesium, Aluminium und Calcium.

Das in Körnern oder als Kluftausfüllung auftretende Carbonat entwickelt mit Salzsäure erst in der Wärme Kohlensäure und ist daher unter Berücksichtigung des Kalks im Salzsäureauszug als Dolomit aufzufassen. Seine Anwesenheit weist auf eine weit vorgeschrittene Umwandlung des Gesteins hin.

Chromit sowie die nicht sicher bestimmbaren graulichen Körnchen und plumpen Säulchen finden sich auch hier.

Die erwähnten faserigen Kluftausfüllungen bestehen aus langgestreckten Blättchen von pleochroitischem Chlorit nebst Muscovit, welche mit der Längsrichtung senkrecht zur Kluftwandung stehen. Mit Kieselflusssäure liefern sie Magnesiumsalz und nach vorhergehendem Aufschliessen mit Flusssäure auch die Salze von Kalium und Aluminium.

Mit diesen eben beschriebenen Gesteinen zeigt grosse Ähnlichkeit ein aus der Gegend von Eersteling stammendes mit undeutlich entwickelter Schieferung und von dunkel graugrüner Farbe. Bemerkenswerth und besonders deutlich auf der Verwitterungsfläche sichtbar, sind knotenartige Anschwellungen, welche den an dem Dioritschiefer vom Copper-

Digitized by Google

berg beschriebenen gleichen, aber weniger scharf hervortreten.

Ausser den kleinen Oktaëdern von Chromit ist es auch hier ein im Schliff farbloser, an den Enden faseriger Aktinolith (mit Auslöschungsschiefen bis zu 25°), der das Gestein als primärer Gemengtheil ausschliesslich zusammensetzt. Die knotenartigen Anschwellungen erweisen sich als grössere Krystalle, welche gleichsam einsprenglingsartig in einer verfilzten Grundmasse von kleineren Säulchen liegen. Sie führen in ähnlicher Weise wie die Hornblenden einiger Dioritschiefer im Durchschnitte fetzenförmig erscheinende Einschlüsse desselben Minerals regellos orientirt, welche nach allen Seiten gegen die Substanz des Wirthes scharf absetzen.

Der Aktinolith ist durchweg stark zersetzt; hier in Fasern von lichtgrünem, schwach doppelbrechendem Chlorit und in Magnetit, welch letzterer sich auf den parallelen Spalten der grösseren Krystalle oder auch auf etwa vorhandenen Zwillingsgrenzen ansiedelt. Die kleineren Säulchen zerfallen der Länge nach in Fasern, während bei den grösseren Individuen der Chloritisirungsprocess von den durch die Spaltbarkeit bedingten Rissen und Spalten ausgeht, so dass noch einheitlich auslöschende Kerne der ursprünglichen Substanz, durch Chlorit von einander getrennt, übrig bleiben. Der Chloritisirung selbst geht ein Zerfall in Fasern voraus, und es lassen sich von den anfänglich noch lebhaft polarisirenden Fasern zu denjenigen des schwach doppelbrechenden Chlorit alle Übergänge verfolgen, indem die lebhafteren Interferenzfarben von den Enden her allmählig verblassen und einem düstern Graublau Platz machen[1].

Den Schluss der Gruppe macht ein von Buttons Creek stammendes, grünes, sehr unvollkommen schieferiges Aktinolithgestein von so lockerem Gefüge, dass es sich beinahe schon zwischen den Fingern zerreiben lässt. Auf der unebenen Schieferungsfläche bemerkt man stellenweise graue, metallisch glänzende Flecken, welche sich mit Salzsäure entfernen lassen, also wohl Magnetit sind. Mit der Loupe ist ein filziges Aggregat winziger Hornblendesäulchen zu erkennen.

[1] Ähnliche Erscheinungen bei der Zersetzung der Hornblende erwähnt auch Becke l. c. p. 250.

Digitized by Google

Unter dem Mikroskop besteht das Gestein aus einem verworrenstengligen Aggregat von grösseren und kleineren Aktinolithkrystallen mit spärlichen Blättchen von Chlorit und unregelmässig begrenzten Magnetitpartien.

Der Aktinolith ist dunkler gefärbt als derjenige der andern Varietäten, doch immerhin im Vergleich zu den Hornblenden der Dioritschiefer noch licht; der Pleochroismus ist deutlich: a hell grünlich, b hell gelbgrün, c hell blaugrün, Absorption $c = b > a$; Auslöschungsschiefen wurden bis zu 30° beobachtet. Zwillingsbildung ist verhältnissmässig selten; es fand sich jedoch ein Durchdringungszwilling, in welchem die beiden Individuen quer zur Zwillingsnaht mit gezackten Rändern in einander greifen. Übrigens greifen auch sonst öfters zwei Individuen mit ihren Enden faserig in einander, ohne dass Zwillinge vorlägen. Als Einschlüsse führt die Hornblende nadelförmige, stark doppelbrechende Gebilde, welche sich aber nicht näher bestimmen liessen.

Der spärlich vorhandene Chlorit dürfte wohl einer beginnenden Zersetzung zuzuschreiben sein; es liess sich dieses aber in dem Gewirre von Säulen nicht direkt nachweisen.

Mit Natronkali aufgeschlossen, ergab die qualitative Analyse des Gesteinspulvers Aluminium, Eisen, Magnesium und Calcium. Die Schmelze war intensiv grün gefärbt; doch liess sich der Gehalt an Mangan quantitativ nicht bestimmen.

Die Unterschiede in der Zersetzung des Aktinolith bei den einzelnen Gesteinen erschienen mir interessant genug, um die ausführlichere Beschreibung der Vertreter dieser Gruppe zu rechtfertigen. Als Umwandlungsproducte treten auf: Epidot und Chlorit mit Quarz, Chlorit mit Talk, schliesslich Chlorit allein. Da die chemische Zusammensetzung des Strahlsteins keine so wechselnde zu sein pflegt, dass sich aus derselben diese Verschiedenartigkeit der Zersetzung herleiten liesse, so dürfte die letztere ihren Grund in der abweichenden Beschaffenheit der zersetzenden Medien haben, welche im Falle der Epidotbildung den Kalkgehalt conservirten, vielleicht gar noch Substanz, besonders Thonerde zuführten, während bei der Chloritisirung und der Entstehung des Talkes jedenfalls der Kalk entfernt wurde.

In Hornblendegesteinen noch nicht beobachtet, und daher

Digitized by Google

von Interesse, dürfte auch der Gehalt an Chromit sein, der besonders bei denjenigen Varietäten zu constatiren ist, welche sich durch die ganz licht gefärbte, im Schliff fast farblose Hornblende auszeichnen.

Die bei den beschriebenen Amphibolgesteinen vorhandenen Structurformen sind sehr einfacher Art und stehen in direkter Beziehung zur Schieferung. Wo dieselbe fehlt, ist die Anordnung der Hornblendesäulen eine regellose, verworrene; bei den schieferigen Varietäten dagegen zeigen die Krystalle eine bestimmte Orientirung der Art, dass die grösseren meist mit dem Orthopinakoid der Schieferungsfläche parallel liegen, während sich die kleineren zusammen mit den chloritischen Umwandlungsproducten gerne zu groben Flasern scharen, welche andere Gemengtheile umziehen. Die Schieferung ist dem gröberen Material entsprechend niemals eine so vollkommene, wie sie Glimmer- oder Chloritschiefer zu besitzen pflegen.

3. Chloritschiefer.

Die Chloritschiefer bilden eine ziemlich gut charakterisirte, wenn auch nicht zahlreich vertretene Gruppe. Es sind feinschuppige bis dichte Gesteine, bald mit deutlicher, bald mit recht unvollkommener Schieferung. Dem Profil von Mt. Maré fehlen sie ganz.

Ein nicht überall die gleichen Eigenschaften zeigendes chloritisches Mineral bildet weitaus den Hauptgemengtheil; ausserdem stellt sich Quarz meist in Form kleiner Körnchen ein. Muscovit tritt nur in einigen Varietäten hinzu.

Als typischer Chloritschiefer dürfte ein Vorkommen vom Copperberg gelten, wenn man vom accessorischen Calcit absieht. Derselbe ist deutlich schieferig und von dunkelgrauer Farbe mit zahlreichen etwa 0,5 mm. grossen rothbraunen Tupfen, welche sich unter dem Mikroskop als mit Eisenoxyd überzogene Calcitkörner erweisen. Im Übrigen besteht das Gestein wesentlich aus Chlorit mit Quarz und Magnetit.

Die unregelmässig begrenzten Blättchen des Chlorit sind fast durchgehends mit der Basis in der Schieferungsebene gelegen und nur ganz vereinzelt weichen sie von dieser An-

Digitized by Google

ordnung ab. Die basischen Schnitte verhalten sich isotrop, Querschnitte aber zeigen bei schwacher Doppelbrechung deutlichen Pleochroismus: parallel der Längsrichtung (also senkrecht zu c) grün, quer zu derselben gelb.

Quarz tritt nur in Aggregaten kleiner Körnchen auf, gemengt mit spärlichen winzigen, lebhaft polarisirenden, meist rundlichen Körperchen von gelblicher Farbe, welche nicht Epidot zu sein scheinen und nicht näher bestimmt werden konnten.

Magnetit ist in zahlreichen kleinen, zum Theil krystallographisch begrenzten Individuen regellos vertheilt.

Im Schliff senkrecht zur Schieferung tritt letztere dadurch ausserordentlich deutlich hervor, dass Quarz und zu Fasersträngen vereinigter Chlorit sich je lagenweise anreichern. Zwischen diesen Fasersträngen findet sich auch der Calcit eingelagert, der von Eisenoxydhydrat theils durchsetzt, theils überzogen wird, und dessen Durchschnitte nach der Schieferungsrichtung gestreckt erscheinen. Es gewinnt den Anschein, als wären Calcit nebst Eisenoxydhydrat Umwandlungsproducte von etwa früher vorhanden gewesenem Eisenspath, welche gleichzeitig mit der Ausbildung der Schieferung entstanden sind.

Ebenfalls frei von Muscovit erweist sich eine dunkelgrüne Varietät, welche das Salband eines goldführenden Quarzgangs, des sogenannten „Piggs Reef" bei Eersteling bildet.

An der Zusammensetzung betheiligen sich Quarz, Chlorit, Apatit und opakes Erz (Titaneisen).

Der durch Salzsäure zersetzbare Chlorit tritt in schuppigblättrigen Aggregaten auf, zumeist im Gemenge mit kleinen Quarzkörnchen. In Schnitten senkrecht zur Schieferung zeigen die Fasern ziemlich kräftige, doch immerhin nicht so lebhafte Interferenzfarben wie Muscovit und deutlichen Pleochroismus: parallel der Längsrichtung gelbgrün, senkrecht zu derselben gelblich. In solchen Schliffen sind die Chloritfasern zu parallelen Strängen aggregirt, welche grössere Quarzkörner flaserig umziehen.

Durch die Art ihrer Einschlüsse dürften sich diese letzteren als autigen charakterisiren. Sie löschen häufig undulös aus und führen gelbliche, stark licht- und doppelbrechende Interpositionen von unregelmässig rundlicher, selten anschei-

Digitized by Google

nend rechteckiger Gestalt, welche theils in Reihen, theils unregelmässig vertheilt angeordnet sind. Dieselben sind wohl primärer Natur. Flüssigkeitseinschlüsse waren nicht nachzuweisen; dagegen finden sich neben den gelblichen Körnchen Säulchen von Apatit, genau gleich den auch als Gesteinsgemengtheil auftretenden.

Als solcher ist der Apatit stets mit der Längsrichtung in der Schieferungsfläche gelegen und unregelmässig vertheilt. Die Kryställchen zeigen deutliche Quergliederung, hin und wieder stumpfe Pyramidenendigungen und sind fast durchweg, theilweise sogar auch als Einschlüsse im Quarz, in Folge eines Überzuges von Eisenoxydhydrat undurchsichtig. Das Gesteinspulver giebt kräftige Reaction auf Phosphorsäure.

Der auf der Schieferungsebene auftretende Anflug mit bläulichem Schimmer verschwindet weder bei der Behandlung mit Salzsäure noch nach dem Glühen des Präparates; es dürfte daher Titaneisen sein.

Von dem gleichen Fundort, wie das letztbeschriebene Gestein stammt auch eine ziemlich dünn- und ebenschieferige Varietät von grünlichgrauer Farbe und seideartigem Glanz, welche sich durch einen Gehalt an Muscovit auszeichnet. Das Handstück ist von einigen durch Eisenoxydhydrat roth gefärbten, Quarz führenden Klüften, sowie von feinen, als dunkle Linien sich darstellenden und mit Chlorit erfüllten Spalten durchzogen. Mit der Loupe sind nur glänzende Blättchen von Muscovit wahrzunehmen.

Unter dem Mikroskop beobachtet man als Gemengtheile Chlorit, Quarz, Muscovit, sowie Rutil und Turmalin.

Chlorit erscheint in zwei Modificationen: die eine hellere, welche in kleinen Blättchen im Gemenge mit Quarzkörnchen den Hauptbestandtheil ausmacht, zeigt ganz die gleichen Eigenschaften wie der Chlorit aus dem vorhergehend beschriebenen Schiefer, während die andere, welche in grösseren Lamellen nur secundär als Ausfüllungsmaterial von Spalten vorzukommen scheint, von grasgrüner Farbe und ganz schwacher Doppelbrechung ist, auch von Salzsäure, wenigstens im Schliff, nicht merklich angegriffen wird. Schnitte senkrecht zur Basis zeigen stahlblaue Interferenzfarben und starken Pleochrois-

Digitized by Google

mus: parallel der vorhandenen Spaltungsrichtung grün, senkrecht dazu hellgelb; vielleicht liegt Pennin vor.

Muscovit tritt in ziemlich grossen Blättchen auf ohne besonders erwähnenswerthe Eigenschaften.

Rutil in den bekannten gelben Säulchen und Körnchen findet sich meist zu Klumpen vereinigt.

Turmalin stellt sich in Form grösserer, nicht immer scharf geradlinig begrenzter Prismen dar, mit kräftiger Absorption: O dunkelbraun, E bräunlich.

Ein Schliff senkrecht zur Schieferung zeigt interessante Structurverhältnisse, besonders in Beziehung auf die feineren, mit Chlorit erfüllten Spalten. Die chloritischen Aggregate umziehen flaserig die Muscovitkrystalle oder auch, obwohl seltener, grössere Chloritblättchen, welche mit der Basis unter sich parallel aber quer zur Schieferung gestellt sind. Daher treten letztere auch im Schliff parallel zur Schieferung zusammen mit den Quarzkörnchen als parallelfaserige Aggregate von geringer Ausdehnung hervor. Ferner umziehen die zuerst erwähnten Flasern dann und wann Aggregate eines grünen Chlorit, gleich demjenigen, welcher auf den Spalten auftritt. Eigenthümlicher Weise setzen die Flasern nicht scharf an letzteren ab, sondern greifen in dieselben über oder gehen ganz durch sie hindurch. Im letzteren Falle ist die Erscheinung häufig gerade so, als hätten die Flasern die feinen Trümer verworfen, den Zusammenhang derselben unterbrochen. Ich glaube thatsächlich, dass die Spalten bereits vorhanden und ausgefüllt waren, bevor die Processe eintraten, welche die Schieferung bedingten.

Die Quarztrümer zeigen derartige Verhältnisse nicht und dürften daher als spätere Bildungen aufgefasst werden.

Zwei weitere hierher gehörige Felsarten stammen vom Fusse des Franks Kop bei Eersteling. Obwohl dieselben im Handstück ganz verschieden aussehen, erweisen sie sich unter dem Mikroskop doch als identisch. Der abweichende Habitus wird nur durch den Gehalt an wahrscheinlich infiltrirtem Eisenoxydhydrat bedingt, welches in einem Netzwerk von vielfach anastomosirenden Strängen und Strängchen die eigentlichen Gemengtheile ganz überwuchert und so diesem Gestein eine ochergelbe Farbe verleiht, während das andere

Digitized by Google

graugrün gefärbt ist. Das erstere lässt keine Schieferung erkennen, wohl aber das letztere, wenn sie auch ziemlich unvollkommen entwickelt ist; im übrigen sind beide von vollständig dichter Beschaffenheit.

Unter dem Mikroskop zeigt sich ein sehr feinkrystallines Gemenge von vorwaltenden Chloritblättchen mit verhältnissmässig wenig Quarzkörnchen und von Muscovitflitterchen. Im Schliff senkrecht zur Schieferung ordnen sich die Chloritblättchen nur zu kurzen Flasern, wodurch die Unvollkommenheit der Schieferung bedingt wird.

Als weiterer Gemengtheil finden sich regellos vertheilt, zuweilen auch in Reihen, gelbe Körner, öfters in scharf geradlinig begrenzten Formen von meist rhombischer Gestalt, welche theils doppelbrechend erscheinen, theils gar keine Einwirkung auf polarisirtes Licht zeigen. Gewöhnlich sind sie etwas mit Eisenoxydhydrat überzogen. Wenn man dieses mittelst Salzsäure wegätzt, so sieht man, dass die gelbe Substanz nicht immer die Form ganz ausfüllt, überhaupt niemals den Eindruck einer homogenen Masse macht.

Es liegen wohl unzweifelhaft Pseudomorphosen vor, doch konnte weder das ursprüngliche Mineral, noch das jetzt an dessen Stelle getretene Material mit Sicherheit bestimmt werden. Letzteres wird von Salzsäure auch in der Wärme nicht zersetzt; kalte und heisse Flusssäure hinterlassen einen bräunlichen ziemlich bedeutenden Rückstand, der mit Phosphorsalz auf Titansäure reagirt, aber nicht auf Kieselsäure, und unter dem Mikroskop bei sehr starker Vergrösserung nur winzige gelbliche Körnchen erkennen lässt. Obwohl Doppelbrechung nach dieser Behandlung nicht mehr wahrzunehmen ist, so scheint doch Rutil vorzuliegen.

Der Schliff ist ziemlich reichlich von Trümern durchzogen, welche von Quarz und Chlorit erfüllt sind; die erwähnten gelben Körner finden sich auch hier und sind daher wohl späterer Entstehung als diese Klüfte.

4. Normale Phyllite.

Als normale Phyllite lässt sich eine Gruppe verschieden gefärbter Gesteine zusammenfassen, welche alle durch eine sehr deutlich schieferige Structur ausgezeichnet sind. Ihrem makro-

Digitized by Google

skopischen Habitus nach sind es echte Phyllite. Die Schieferungsfläche ist stets leicht gefältelt und in der Regel auch nach der gleichen Richtung mehr oder weniger wellig ausgebildet.

Als mikroskopische Gemengtheile sind vor allem Quarz und Glimmer zu erwähnen, zu denen sich jedoch constant Chlorit und Rutil gesellen; Apatit und Turmalin, sowie kohlige Substanz sind nicht in allen Varietäten vertreten.

Der Glimmer erscheint gewöhnlich in Aggregaten schmaler Blättchen oder Fasern und ist theils ein normaler farbloser Muscovit, theils von gelblichgrüner Farbe mit deutlicher Absorption (dieselbe ist parallel der Längsrichtung grösser als senkrecht zu derselben). Letzterer zeigt auch nicht überall die für Muscovit sonst so charakteristische lebhafte Doppelbrechung. Es scheint auch in der That nicht ein reiner Muscovit vorzuliegen, sondern ein äusserst feines Gemenge von Muscovit- mit Chloritfasern. Diese Annahme wird dadurch gestützt, dass die Behandlung mit Kieselflusssäure dieselben Resultate ergab, wie bei den andern Varietäten dieser Phyllite, in welchen der Chlorit in deutlichen Blättchen oder Fasern, oft mit Muscovit aggregirt, auftritt. Alle Gesteine liefern nämlich mit Kieselflusssäure allein behandelt das Magnesium- und Eisensalz, nach vorhergehendem Aufschliessen mit Flusssäure aber auch noch reichlich Kalium- und Aluminiumsalze.

Die Faseraggregate zeigen stets eine in der Richtung der Fältelung verlaufende Anordnung, welche im Schliff parallel zu der Schieferung als eine Art Streckung hervortritt, während in Schnitten senkrecht zu jener Glimmer und die kleinen Quarzkörnchen sich je lagenweise anreichern, und ersterer sich zu vielfach anastomosirenden förmlichen Glimmersträngen vereinigt, welche die linsenförmigen, gewöhnlich mit regellos liegenden Glimmerblättchen gemengten Aggregate von Quarz oder grössere Körner desselben flaserig umziehen. Diese Erscheinung wird um so schärfer, je deutlicher die Schieferung entwickelt ist.

Der Rutil tritt meist in kleinen röthlichgelben Säulchen und Körnchen auf und zeigt nicht selten die bekannten knie- oder herzförmigen Berührungszwillinge nach $3P\infty$; bei grösseren Individuen beobachtet man auch sehr zierliche kreuz-

Digitized by Google

förmige Durchwachsungszwillinge nach demselben Gesetze, die am Rutil seltener zu sein scheinen, als erstere. Die grösseren Säulchen sind an den Enden gewöhnlich ausgefasert oder laufen spitz zu, während die kleinen sich gerne zu Häufchen scharen, die oft so dicht werden können, dass die Gruppen unter dem Mikroskop beinahe undurchsichtig erscheinen. Die einzelnen Kryställchen und Haufwerke liegen stets auf den Glimmersträngen, welche im Schliff senkrecht zur Schieferung hervortreten, und sind auch gewöhnlich in Reihen parallel zur Streckungsrichtung angeordnet. Der Rutil wurde mit Flusssäure isolirt und Titansäure nachgewiesen.

Die gleiche Art der Vertheilung wie der Rutil zeigt auch die flockig angehäufte kohlige Substanz, wo solche vorhanden ist; durch Glühen wird sie zerstört.

Zwei Vertreter dieser Gruppe gehören dem Schichtencomplexe des Mt. Maré an. Das eine Gestein (No. 8 im Profil) ist dicht, grob- und welligschieferig; es besitzt graue Farbe, sowie beinahe splitterigen Bruch und zeichnet sich durch einen Gehalt an kohliger Substanz aus.

Das andere (No. 3 im Profil) ist feinschieferig und durch Eisenoxydhydrat gleichmässig braunroth gefärbt. Letzteres, welches den Schliff in zum Theil durchsichtigen Blättchen, Schüppchen und Häutchen von unregelmässiger Gestalt so dicht erfüllt, dass die anderen Gemengtheile erst nach dem Ätzen mit Salzsäure sichtbar werden, dürfte infiltrirt sein. Durch das Auftreten von Turmalin in den gleichen Formen, wie sie bei der Gruppe der Ottrelith- und Andalusitschiefer des Näheren beschrieben werden, schliesst sich dieser Schiefer an jene an, denen er ja auch räumlich nahe steht; im Wesentlichen unterscheidet er sich von ihnen nur durch das Fehlen von Ottrelith oder Andalusit. Ein Salzsäureauszug erwies durch seinen Gehalt an Magnesium die leichte Zersetzbarkeit des vorhandenen Chlorit.

Eine Varietät von graugrüner Farbe, „in dem Gebirge von Marabastad sehr verbreitet", ist wegen des Gehalts an Quarzkörnern hervorzuheben, welche den Eindruck klastischen Materials machen. Dieselben lassen sich gut von den kleinen Körnchen der eigentlichen Schiefermasse unterscheiden; sie sind von unregelmässig rundlicher Gestalt, zeigen

Digitized by Google

meist undulöse Auslöschung und stecken voller Flüssigkeitseinschlüsse, theils mit, theils ohne Libelle. In isotropen Schnitten reihen sich die Einschlüsse in drei unter ca. 60° sich schneidenden Richtungen an, während sie in anderen Schnitten unregelmässig vertheilt erscheinen und dann dem Wirth durch ihre grosse Menge oft ein wie bestäubtes Aussehen verleihen. Auch Zirkonmikrolithe und Trichite, welche häufig in stabförmige Glieder zerfallen, treten als Einschlüsse auf, und sie sind es besonders, welche mir für die klastische Natur der grösseren Quarzkörner zu sprechen scheinen, da sie den kleineren vollständig fehlen. Erwähnenswerth sind ferner noch Quarztrümer, welche parallel der Streckungsrichtung verlaufen. Dieselben führen theils unregelmässig, theils rhomboëdrisch begrenzte durch Eisenoxydhydrat braun gefärbte Gebilde, welche mit Säuren auch in der Wärme keine Kohlensäureentwickelung wahrnehmen lassen, und daher wohl als Hohlräume aufzufassen sind. Die Form derselben weist auf früher vorhandene Carbonate hin. Das Gestein ist gröber krystallinisch, als die übrigen Vertreter dieser Gruppe und würde auch seinem ganzen Habitus nach etwa den Übergang der Phyllite zu den Glimmerschiefern vermitteln.

Den Schluss der Gruppe bildet eine feinschieferige Varietät von Buttons Creek bei Eersteling. Die grüngraue seidenglänzende Schieferungsfläche zeigt viele kleine Höhlungen, welche mit Eisenoxydhydrat erfüllt sind und so dem Gestein ein wurmstichiges Ansehen geben.

Es ist dies jener Schiefer, dessen glimmeriger, beziehungsweise chloritischer Gemengtheil wegen seiner feinfaserigen Beschaffenheit keine sichere Bestimmung gestattete. Derselbe bildet übrigens den vorwiegenden Gemengtheil; Quarz tritt mehr zurück.

Ausser kleinen Kryställchen von Apatit mit central angehäufter kohliger Substanz sind die verhältnissmässig grossen Rutilsäulchen bemerkenswerth, welche hier besonders häufig in Durchwachsungszwillingen auftreten[1].

---

[1] Einige derselben sind bereits abgebildet worden in E. Cohen, Sammlung von Mikrophotographien. Tafel LXXIII. 2.

Digitized by Google

5. Ottrelith- und Andalusitschiefer.

Die Ottrelith- und Andalusitschiefer sind zumeist deutlich, nur vereinzelt unvollkommen schieferig, soweit die vorliegenden Handstücke ein Urtheil gestatten; man kann daher die gesammte Gruppe als Schiefergesteine bezeichnen. Charakteristisch für dieselbe ist der Gehalt an Ottrelith oder Andalusit neben Quarz und einem glimmerartigen Mineral. Ottrelith fehlt nie ganz; seine Menge steht ungefähr in umgekehrtem Verhältniss zum Gehalt an Andalusit, so dass wir die ganze Abtheilung in die folgenden drei Gruppen zerlegen können:

a) Ottrelithschiefer, solche Gesteine, welche nur Ottrelith enthalten;
b) Ottrelith-Andalusitschiefer, welche neben Ottrelith auch Andalusit führen;
c) Andalusitschiefer, in denen der Ottrelith sehr stark gegen den Andalusit zurücktritt.

a. Ottrelithschiefer.

Hierher gehören nur zwei Handstücke vom Mt. Maré (No. 1 im Profil). Das eine zeigt kaum Spuren von Schieferung, gleichmässig kleinkörnige Structur und eine dunkel graugrüne Färbung, welche durch das Vorwiegen des Ottrelith bedingt wird. Das andere ist ziemlich deutlich schieferig, von feinerem Korn und enthält lebhaft glasglänzende Ottrelithkryställchen eingesprengt, welche sich lagenweise anreichern.

In dem ersteren der beiden Gesteine, welches reichlich zur Hälfte aus Ottrelith bestehen dürfte, tritt letzterer unter dem Mikroskop in blaugrünen Leisten und unregelmässig lappig begrenzten Blättchen auf mit deutlichem Pleochroismus: in Schnitten parallel der als Basis anzunehmenden Fläche pflaumenblau und gelbgrün, senkrecht zu derselben (neben einem dieser Töne) hell gelblichgrün bis nahezu farblos. Die leistenförmigen Durchschnitte erscheinen durchweg als polysynthetische Zwillinge, wobei die Zusammensetzungsfläche der oben als Basis angenommenen Fläche entsprechen dürfte. Die Längsseiten sind scharf geradlinig begrenzt, während die Enden lappig und wie zerrissen erscheinen. Innige Durchwachsung

Digitized by Google

mehrerer Individuen ist eine sehr häufige Erscheinung, in Folge derer senkrecht zur Basis getroffene Gruppen sich in Form radialstrahliger, fächer- oder sternförmiger Aggregate darstellen (Taf. V Fig. 1).

Auch Verwachsungen zweier Leisten bald unter rechtem, bald unter wechselndem schiefen Winkel sind öfters zu beobachten, so dass eine Gesetzmässigkeit nicht zu bestehen scheint. Solche aus zwei Individuen bestehende Durchkreuzungen treten namentlich bei gekreuzten Nicols in auffallender Weise körperlich hervor (Taf. V Fig. 2).

Die Krystalle zeigen nicht selten ein eigenthümlich zerfressenes Aussehen, augenscheinlich durch ein lückenhaftes Wachsthum bedingt, so dass das Innere skelettartig erscheint, während die randlichen Partien an den Längsseiten in der Regel compact sind. Die Lücken sind gegen die Enden der Leisten gewöhnlich stärker entwickelt als im Centrum, wodurch der zerfressene, schwammig aussehende Theil des Krystalls eine sanduhrähnliche Form annimmt. Rutil, der auch sonst in den Gesteinen, und zwar meist in klumpigen Haufwerken auftritt, stellt sich als Einschluss häufig ein.

Der Ottrelith erweist sich gewöhnlich durchaus frisch; schwache Häutchen von Eisenoxydhydrat, welche gelegentlich die einzelnen Individuen einhüllen, auch auf Spalten innerhalb derselben auftreten, sind unzweifelhaft als Infiltrationsproducte aufzufassen. Diese — abgesehen von Rutileinschlüssen — fast ideale Reinheit der Ottrelithsubstanz legte den Wunsch nahe, zum Zwecke einer Analyse den Ottrelith dieses Gesteines zu isolir :n. Dank dem reichlichen Gehalt an diesem Mineral konnte auch mittelst der Thoulet'schen Lösung eine genügende Menge von Material gewonnen werden, welches, abgesehen von den Rutileinschlüssen, sich als vollkommen rein erwies. Die Analysen ergaben im Mittel die unter I folgenden Zahlen; II giebt die Zusammensetzung nach Abzug der Titansäure. Dass letztere zweifellos gänzlich auf die beobachteten Einschlüsse von Rutil zurückzuführen ist, ergiebt sich auch aus dem Aufschluss zur Bestimmung der Alkalien: es blieben 2,1 % Rutilkryställchen zurück. Diese Menge entspricht recht gut den 2,66 % Titansäure, da bei sehr feinem Pulver Rutil durch Flusssäure und Schwefelsäure etwas aufgelöst wird.

Digitized by Google

Ottrelith-Analyse[1].

	I.	II.
TiO_2	2,66	—
SiO_2	30,28	30,61
Al_2O_3	35,66	36,06
FeO	23,56	23,82
MnO	0,37	0,37
MgO	1,20	1,21
CaO	0,22	0,22
K_2O	0,27	0,27
Na_2O	0,77	0,78
H_2O	6,58	6,66
	101,57	100,00

Unter Berücksichtigung der 2,66 % Rutil, dessen specifisches Gewicht zu 4,24 angenommen wurde, berechnete sich dasjenige des Ottrelith auf 3,561 (specifisches Gewicht des zur Analyse verwendeten Materials 3,574).

Die Ottrelithkrystalle, sowie die schon erwähnten Haufwerke von Rutil liegen in einer bei weitem vorwiegend aus grösseren und kleineren unregelmässig begrenzten Quarzkörnchen mit untergeordneten Muscovitflitterchen bestehenden feinkörnigen Grundmasse. Die grösseren Quarze führen neben spärlichen, winzigen Flüssigkeitseinschlüssen (zum Theil mit beweglicher Libelle) gelbliche, grell hervortretende, isotrope Körnchen, welche nicht näher bestimmt werden konnten.

In der schieferigen Varietät stellt sich der Ottrelith weniger reichlich ein und ist etwas lichter gefärbt. Das übrige Verhalten ist das gleiche; so tritt besonders auch durchweg die Erscheinung des lückenhaften Wachsthums auf, durch welche das eigenthümlich zerfressene Aussehen bedingt wird. Auch die Grundmasse zeigt die gleiche Zusammensetzung aus Quarz, Glimmer und Rutil; nur stellt sich hier noch Turmalin ein, und der sehr viel reichlicher vorhandene Glimmer zeigt einige abweichende Eigenschaften.

Letzterer tritt in feinen Fasern auf, und wo diese etwas dichter liegen, macht sich eine licht gelblichbraune Farbe und schwacher Pleochroismus bemerkbar, Eigenschaften, die auch

[1] Eine Berechnung und Discussion der Analyse behalte ich mir für eine spätere Zeit vor.

Digitized by Google

manchen Muscoviten zukommen; allein die Doppelbrechung ist nicht immer so kräftig, wie sie bei letzteren aufzutreten pflegt. Eine Reihe von Versuchen, die Natur dieses Bestandtheils sicher zu ermitteln, führte nicht zu einem befriedigenden Resultat: ottrelithfreie Splitterchen mit Kieselflusssäure in der Kälte behandelt lieferten stets nur das Magnesiumsalz; nach vorhergehendem Aufschliessen mit Flusssäure aber erhält man fast nur Kalium- und Aluminiumsalze, da nach dem Aufnehmen mit Wasser das sehr schwer lösliche Magnesiumsalz zurückbleibt. Vielleicht liegt ein äusserst feinfaseriges Gemenge von Muscovit mit einem chloritischen oder talkartigen Mineral vor, obwohl es nicht gelang, mit Cobaltsolution vor dem Löthrohre eine charakteristische Färbung von Gesteinssplittern zu erzielen; dieselben sind übrigens ziemlich leicht zu einem braunen Email schmelzbar.

Turmalin findet sich verhältnissmässig reichlich; die Säulen scheinen mit der Längsrichtung stets parallel zur Schieferungsebene zu liegen, in derselben aber keine bestimmte Richtung einzunehmen. Auch als Einschluss im Ottrelith kommt er vor. Er bildet kleine farblose Säulchen, welche nur dann einen schwachen Absorptionsunterschied ($O > E$) wahrnehmen lassen, wenn sie etwas grössere Dimensionen besitzen. An dem einen Ende zeigt sich hie und da eine Begrenzung durch Flächen, welche sich als Rhomboëder deuten lassen; das andere Ende sieht wie zerfasert aus, indem sich an das Hauptindividuum kleinere büschelförmig ansetzen (Taf. V Fig. 5). Nur ausnahmsweise längere Säulchen zeigen Quergliederung. Das ganze Auftreten des Turmalin erinnert sehr an Sillimanit (Fibrolith); dass hier aber trotz des meist fehlenden Pleochroismus Turmalin und nicht Sillimanit vorliegt, an welchen man ohne nähere Prüfung wohl denken könnte, wurde durch Isolirung der Kryställchen mit Flusssäure und Prüfung mittelst der Turner'schen Probe nachgewiesen: es ergab sich eine kräftige Borreaction. An ein Gemenge beider Mineralien ist aber bei der Gleichartigkeit der isolirten Kryställchen nicht zu denken. Querschnitte, welche die Frage leicht direct entschieden hätten, waren nicht aufzufinden.

Die schieferige Structur ist im Schliff parallel der Schieferung durch eine Art Streckung des glimmerigen Gemeng-

Digitized by Google

theils angedeutet. Im Schliff senkrecht zur Schieferung tritt dieselbe durch die Anordnung der Glimmerfasern zu parallelen, leicht gewellten Strängen und Faserbündeln klar zu Tage. Rutil erscheint in Reihen innerhalb dieser Glimmerstränge angesiedelt, ist also in der Schieferungsfläche gelegen. In überraschender Weise aber zeigt sich ein Zusammenhang zwischen Schieferung und lückenhaftem Wachsthum der Ottrelithkrystalle. Die vollkommen regellos im Gestein liegenden leistenförmigen Durchschnitte oder radialen Gruppen derselben mögen eine Lage annehmen, welche sie immer wollen, stets sind die oft schlauchförmig verästelten Lücken in der Richtung der Schieferung etwas in die Länge gestreckt, gleichsam parallele Reihen darstellend, ohne aber in ihrer Gesammtheit die sanduhrähnliche Anordnung zu verlieren (Taf. IV Fig. 1). Die Rutileinschlüsse ordnen sich in der gleichen Richtung an. Die Glimmerfasern erscheinen öfters wie eingeklemmt zwischen die Ottrelithkrystalle, und diese zeigen eine kranzförmige Umsäumung von Quarzkörnchen. Hie und da sind die Individuen zerbrochen, nach der Streckungsrichtung auseinander geschoben und durch Quarz wieder verkittet; auch parallel dieser Richtung durchgehende Risse lassen sich beobachten.

Erwähnenswerth wären noch für diese Varietät mikroskopische Quarztrümer mit unregelmässigem Verlauf, welche oft den Ottrelith in der Mitte durchsetzen, ferner (im Schliff senkrecht zur Schieferung) sehr spärlich kleine Hohlräume, mit concentrisch radialstrahligen, gelblichen Quarzaggregaten erfüllt.

Durch den Gehalt an Turmalin, durch die schieferige Structur und durch die hellere Färbung des Ottrelith in diesem Schiefer wird die Verbindung mit der nächsten Gruppe hergestellt, und es dürfte das erstbeschriebene Gestein nur eine Einlagerung in diesem Schiefer darstellen.

b. Ottrelith-Andalusitschiefer.

Von den Vertretern dieser Gruppe stammen zwei vom Mt. Maré (No. 1 im Profil), zwei andere von Bothas Spruit zwischen Eersteling und Marabastad. Alle zeigen sehr deutlich ausgesprochene Schieferung und sind von licht bräunlichgrauer bis dunkelgrauer Färbung. Splitter schmelzen vor dem Löthrohr leicht zu weissem Email und färben sich mit

Digitized by Google

Cobaltsolution behandelt blau. Die Schieferungsfläche ist wellig gebogen und durch das Auftreten von zahlreichen grösseren oder kleineren Knoten von heller, weisslicher Farbe mehr oder wenig knotigflaserig; daneben macht sich eine feine Fältelung bemerkbar, in derselben Richtung, wie die gröberen Falten verlaufend. Nur an einem der Handstücke sind zwei, unter einem spitzen Winkel sich schneidende Fältelungsrichtungen zu erkennen. Auf den durch ausgeschiedenes Eisenoxyd roth oder gelb gefärbten Verwitterungsflächen treten die Knoten besonders scharf hervor.

Der Ottrelith erscheint unter dem Mikroskop in ähnlichen Formen und mit ähnlichen Eigenschaften wie in der oben bereits beschriebenen schieferigen Varietät des Ottrelithschiefers, nur nimmt er an der Zusammensetzung des Gesteins nicht so reichlichen Antheil. Auch die radialen, fächerförmigen Gruppen sind hier nicht so schön ausgebildet; meistens hat man einfache Leisten vor sich, die allerdings zum Theil Anfänge zur fächerförmigen Gruppirung wahrnehmen lassen, indem sich kleine, schmale Leisten an grössere in schiefer Stellung anlegen. Das lückenhafte Wachsthum zu den erwähnten sanduhrähnlichen Formen, sowie Interpositionen von Rutil und Turmalin charakterisiren ihn auch hier.

Andalusit tritt nur in den helleren, knotenartigen Partien auf; bald erfüllt er dieselben ganz oder nahezu ganz, bald erscheint er nur in vereinzelten fetzenförmigen Durchschnitten. Er ist farblos, vollständig frei von Pleochroismus und zeigt an gut ausgebildeten Individuen eine deutliche Spaltungsrichtung, parallel welcher die Krystalle auslöschen. Zuweilen sieht man eine zweite, weniger vollkommene Spaltung, welche zur ersteren unter etwa 50° geneigt ist. Selten erscheint ein Individuum in seiner ganzen Ausdehnung vollständig klar; gewöhnlich sind die Krystalle, insbesondere in ihrem Innern, getrübt und zeigen ein schwammiges Aussehen, welches wohl in ähnlicher Weise, wie beim Ottrelith, als Folge lückenhaften Wachsthums anzusehen ist. Bei Besprechung der Structurverhältnisse wird sich Gelegenheit bieten, auf diese Erscheinung noch einmal zurückzukommen. Wie im Ottrelith, so finden sich auch im Andalusit Einschlüsse von Rutil- und Turmalinmikrolithen.

Digitized by Google

Zum Beweise, dass das vorliegende Material wirklich Andalusit sei, wurde von einem der Schiefer vom Mt. Maré, der ihn besonders gut entwickelt und reichlich enthält, das Gesteinspulver mit Flusssäure behandelt, welche, wie eine Vorprüfung lehrte, Andalusit nur in sehr feinem Pulver langsam zersetzt. Da das Gestein nicht allzufein gepulvert war, blieb in der That ein Rückstand, der vorwiegend aus Andalusit bestand, gemengt mit etwas Rutil und Turmalin. Dieser Rückstand lieferte bei der quantitativen Analyse (0,0515 gr. angewendete Substanz):

SiO_2	32,2 %
Al_2O_3	63,3 „
TiO_2	1,9 „
Fe_2O_3	Spur
Sa.	97,4 %

Es dürfte demnach die Andalusitnatur des fraglichen Minerals als erwiesen zu erachten sein. Dass die Kieselsäuremenge etwas zu gering ausgefallen ist, mag sich durch Zersetzung eines Theiles der Andalusite während der Isolirung erklären; beim Auswaschen des Rückstandes mit Salzsäure konnte dann wahrscheinlich nicht alle abgeschiedene Thonerde entfernt werden.

Von den übrigen Gemengtheilen wären in erster Linie Glimmer und Quarz zu nennen, welche sowohl in den hellen Knoten, als auch in der dunkeln Hauptgesteinsmasse die vorherrschenden Bestandtheile sind. In letzterer tritt der Glimmer (Muscovit) in zu Strängen vereinten parallelfaserigen Aggregaten auf, Quarzkörnchen zwischen sich einschliessend. Die Fasern sind bräunlich gefärbt, etwas pleochroitisch und stark doppelbrechend. Die verhältnissmässig dunkle Färbung, welche in einem der Gesteine vom Mt. Maré sogar in Graubraun übergeht, mag von leichter Imprägnation mit organischer Substanz herrühren, da besonders das letztere Gestein beim Zersetzen mit reiner Flusssäure einen braunen Schlamm hinterliess, welcher sich erst beim Glühen entfärbte. 0,0235 gr. dieses bei 105° getrockneten Rückstandes ergaben nach dem Glühen einen Gewichtsverlust von 6,4 %. Ein Theil desselben mag allerdings auf Kosten von etwa vorhandenen wasserhaltigen Verbindungen erfolgt sein.

Digitized by Google

Der Glimmer der helleren Partien (Knoten) scheint lichter gefärbt zu sein und unterscheidet sich besonders auch noch durch die Form des Auftretens, indem er sich nicht in parallelen Faseraggregaten, sondern in regellos gelagerten Blättchen einstellt. Hierdurch und durch den reichlicheren Gehalt an Quarz sind — abgesehen von dem schon erwähnten Auftreten des Andalusit — die Hauptunterschiede zwischen hellen Knoten und dunkler Grundmasse bedingt. Mit Kieselflusssäure geben die Glimmer nach vorhergehendem Aufschliessen mit Flusssäure Kalium- und Aluminiumsalze.

Turmalin und Rutil treten in denselben Formen auf, wie sie bereits bei den Ottrelithschiefern beschrieben wurden. Der Rückstand des mit Flusssäure zersetzten Gesteinspulvers ergab Reactionen auf Titansäure und Bor. In einem der Gesteine vom Mt. Maré konnte auch ein grösserer Turmalinkrystall mit kräftigem Pleochroismus beobachtet werden: O graublau, E bräunlich.

Apatit findet sich regellos vertheilt in Form von winzigen Säulchen, welche stark lichtbrechend sind, aber schwache Doppelbrechung zeigen. Das Gesteinspulver gibt kräftige Reaction auf Phosphorsäure. Als Einschluss im Ottrelith und Andalusit konnte der Apatit nicht beobachtet werden.

Bezüglich der Structur weisen die Vertreter dieser Gruppe ebenfalls grosse Übereinstimmung auf; die geringen Differenzen sind mehr quantitativer als qualitativer Natur. In Folge der zum Theil grob knotig-flaserigen Ausbildung zeigen Schliffe parallel und senkrecht zur Schieferung keine so auffallenden Unterschiede, wie es sonst gewöhnlich bei schieferigen Gesteinen der Fall ist. Bei ersteren Schnitten lässt sich jedoch in der dunklen Gesteinsmasse, welche im Vergleich zu den Knoten wie eine Art Grundmasse erscheint, schon deutlich eine Streckungsrichtung erkennen, die durch die parallele Anordnung der Glimmerfasern bedingt ist; dieselben treten gewöhnlich in Strängen auf, welche im Grossen der Flaserung und der schon makroskopisch bemerkbaren Fältelung parallel liegen, im Kleinen aber mehr oder weniger wellig gebogen sind. Im Schliff senkrecht zur Schieferung zeigen sich die Stränge kräftiger entwickelt, schärfer gesondert durch Aggregate von Quarzkörnchen und stärker wellig

Digitized by Google

gebogen. In einem der Gesteine, welches bereits im Handstück mit freiem Auge zwei Fältelungsrichtungen erkennen lässt, treten diese auch unter dem Mikroskop als zwei unter einem Winkel von circa 30—35° sich schneidende Systeme von Glimmersträngen deutlich hervor. An ihren Schnittpunkten zeigen sich dieselben wellig gebogen, und besonders im Schliff senkrecht zur Schieferung erscheinen sie mannigfach gewunden und miteinander anastomosirend.

Die hellen, knotenartig sich abhebenden Gesteinspartien sind besonders schön entwickelt in den Schiefern vom Mt. Maré und lassen sich daher dort auch am besten studiren. Im Dünnschliff stellen sich die Knoten theils in rundlichen, theils in nahezu rectangulären oder rhombischen Umrissen dar (siehe Fig. 3 auf Taf. V), sind aber gegen die dunklere Grundmasse nicht scharf abgegrenzt, indem nämlich die Glimmerfasern der letzteren auf eine kurze Strecke in die Knoten übergreifen; nur an den Seiten sieht man die Glimmerstränge ausbiegen, und wo die hellen Flecken sich alsdann häufen, macht es den Eindruck, als ob die Fasern der Grundmasse zwischen sie eingeklemmt wären. Nicht selten bildet eine verworren-faserige glimmerreiche Zone die Grenze zwischen Grundmasse und hellen Knoten, auf welche eine quarzreiche Zone folgt, bis sich allmählich das gewöhnliche, Andalusit führende, regellose Aggregat von Quarzkörnchen und Glimmerblättchen einstellt. Manchmal ist diese Erscheinung derart, als ob in der Grundmasse der Glimmer zurückgedrängt wäre, um den helleren Partien mit Andalusit Platz zu schaffen. Letzterer ist übrigens in den beiden Varietäten vom Mt. Maré ungleich entwickelt: während er in der einen in verhältnissmässig grossen Individuen auftritt, erscheint er in der anderen, dunkleren fast nur in Rudimenten; ja, einer grossen Zahl der Knoten fehlt er ganz, welche dafür glimmerreicher sind. In dem an Andalusit reichen Gestein tritt derselbe oft in Formen auf, welche den Eindruck hervorrufen, als ob er anfänge, sich in wellig gebogene Fasern aufzulösen, welche in der Richtung der ebenfalls wellig gebogenen Glimmerstränge der Grundmasse den noch einheitlich auslöschenden Andalusitkrystall durchziehen (Taf. V Fig. 3). Diese Erscheinung steht höchst wahrscheinlich in Zusammenhang mit dem lücken-

Digitized by Google

haften Wachsthum des Minerals und dem Streckungs- und Schieferungsprocess, welchem das Gestein unterworfen war. Einen solchen scheinbaren Zerfall der Andalusite in krumme Fasern zeigen alle hieher gehörigen Schiefer. Hin und wieder sieht man die Krystalle auch zerrissen und die Stücke leicht gegen einander verschoben.

Im Gegensatz zu dem an bestimmte Stellen gebundenen Andalusit, findet sich der Ottrelith vollständig regellos vertheilt, sowohl in der Grundmasse, wie in den Knoten, oft zur Hälfte in ersterer, zur Hälfte in den letzteren steckend, selbst wenn diese fast ganz aus einem Andalusitindividuum bestehen, wie dies nicht selten vorkommt. Auch hier zeigt in ähnlicher Weise, wie von einem der Ottrelithschiefer bereits beschrieben wurde, das lückenhafte Wachsthum der Krystalle deutliche Beziehung zur Streckungs- oder Schieferungsrichtung der Gesteine, und zwar scheint in denjenigen vom Mt. Maré mehr die letztere, in den beiden andern dagegen die erstere die eigenthümliche Anordnung der Lücken veranlasst zu haben; doch sind in Bezug auf diese Richtungen die Verhältnisse in Folge der stark ausgesprochenen Flaserstruktur nicht scharf zu erkennen. Wo die Glimmerstränge der Grundmasse stark wellig gebogen sind, zeigen sich auch die Lücken im Krystalle in Curven angeordnet, und es erinnert diese Erscheinung stark an die oben beim Andalusit erwähnte bezüglich des scheinbaren Zerfalls in krumme Fasern. Besonders schön tritt das Verhältniss von Streckung oder Schieferung zur Entwickelungsform des mangelhaften Wachsthums in den Gesteinen zu Tage, welche von Bothas Spruit zwischen Eersteling und Marabastad stammen. Dabei schmiegen sich die Glimmerfasern bartähnlich, ohne die Richtung zu ändern, an die Durchschnitte von Ottrelith direct an[1] (Taf. IV Fig. 2); oder wenn, was bei allen Varietäten häufig der Fall ist, sich um dieselben eine Zone von Quarzkörnchen findet, an diese letzteren. Öfters sieht man die Glimmerstränge an den Krystallen ausbiegen, dieselben wellig umziehen.

[1] Ähnliches wurde auch ganz neuerdings nach Abschluss dieser Arbeit von L. van Werveke beschrieben: Über Ottrelithgesteine von Ottré und Viel-Salm. Dies. Jahrb. 1885. I. 231.

Digitized by Google

Das bei dem einen der hier in Rede stehenden Schiefer vorhandene zweite System von Glimmersträngen, wohl einer zweiten Streckungsrichtung entsprechend, scheint vollständig ohne irgendwelchen Einfluss auf die Krystalle von Ottrelith und Andalusit zu sein. Innerhalb dieser Glimmerstränge haben sich auffallender Weise die Rutil- und Apatitmikrolithe angereichert. Die letzteren sieht man nicht allzu selten in Stücke zerbrochen, welche, zwar oft etwas verschoben, doch noch zusammenliegen; dabei gehen die Sprünge schief zur Längsrichtung durch die Kryställchen. Diese Erscheinung liess sich in keinem der anderen Gesteine beobachten. Da auch die Ottrelithe, und zwar in allen Varietäten, Risse erkennen lassen, welche in der Richtung der die Streckung anzeigenden Glimmerfasern verlaufen, hie und da begleitet von einer geringen Verschiebung, so kann man wohl alle diese Erscheinungen auf Kräfte zurückführen, welche auf die Gesteine einwirkten, als alle Gemengtheile schon ausgebildet waren.

Der Turmalin liegt mit der Längsrichtung parallel zur Schieferungsebene, in derselben aber sind die Säulchen regellos orientirt, während der Rutil sich gerne parallel dem Faserverlauf in kürzeren oder längeren Reihen von Kryställchen anordnet.

c. Andalusitschiefer.

Obwohl die zwei hierher gehörigen Gesteine (beide vom Mt. Maré, No. 2 im Profil) einen quarzit- bis sandsteinähnlichen Habitus zeigen, so rechtfertigt doch sowohl ihre enge geologische Verknüpfung mit den Vertretern der vorhergehenden Gruppe, als auch die mineralogische Zusammensetzung und Structur eine Einreihung in die Gruppe der Phyllite. Die eine, noch vollkommen frische Varietät ist von hellgrauer Farbe und durchaus massiger Structur; von Gemengtheilen sind mit freiem Auge nur Körnchen von Quarz zu erkennen, welche in einer anscheinend dichten Grundmasse liegen. Die zweite Varietät ist durch wahrscheinlich infiltrirtes Eisenoxydhydrat roth gefärbt; das Gesteinsgefüge ist bereits gelockert, und vielleicht eben deshalb machen sich ausser Quarzkörnchen auch seidenglänzende Häutchen eines glimmerartigen Minerals als Gemengtheil der Grundmasse bemerkbar. Dieses lockere Gefüge ist auch die Ursache eines mehr sand-

Digitized by Google

steinartigen Aussehens und lässt zugleich eine, jedoch sehr unvollkommene Schieferung hervortreten, welche in dem frischen Gestein nicht zu beobachten ist. Alle diese Eigenschaften scheinen nur durch beginnende Veränderung bedingt zu sein.

Unter dem Mikroskop nehmen an der Zusammensetzung der Gesteine Theil: Quarz, Muscovit, Andalusit, accessorisch Rutil und sehr spärlich Ottrelith.

Der Quarz tritt theils in grösseren Körnern, theils mit Glimmerblättchen gemengt in kleinen Körnchen auf. Die ersteren sind vollständig unregelmässig begrenzt; zum Theil bilden sie ein Individuum und zeigen dann öfters undulöse Auslöschung, zum Theil erscheinen sie in polysynthetischen Körnern. Der Quarz führt an Einschlüssen: Zirkonmikrolithe, ziemlich reichlich in kürzeren oder längeren gelblichen Säulchen und Nadeln, Apatitsäulchen, sehr spärliche Muscovitblättchen, Flüssigkeitsporen, aber, wie es scheint, keinen Rutil. Eines der Zirkonkryställchen zeigte einen Hohlraum von der Form des Wirthes. Die Apatitsäulchen unterscheiden sich von den Zirkonmikrolithen durch breitere Formen und durch schwache Doppelbrechung.

Muscovit tritt da, wo er mit Quarzkörnchen gemengt ist, in winzigen Blättchen auf, wo er aber mehr selbstständig erscheint, in grösseren Lamellen, welche gewöhnlich sehr schwach gelblich gefärbt sind.

Andalusit bildet auch in diesen Gesteinen unregelmässig begrenzte farblose Partien, ohne Spur von Pleochroismus. Nicht selten zeigt er Spaltungsrisse, parallel welchen er auslöscht. Gegen den Rand hin und namentlich da, wo er an die Quarzglimmeraggregate grenzt, stellt sich häufig die Erscheinung des lückenhaften Wachsthums, jenes eigenthümlich zerfressene Aussehen ein. Er beherbergt als Einschlüsse Rutilmikrolithe und Glimmerblättchen. Die letzteren sind jedenfalls nicht als Zersetzungsproducte des Wirthes aufzufassen, da dieser durchaus frisch erscheint.

Auch hier wurde die Natur des vorliegenden Minerals durch die Analyse bestimmt. Bei der Behandlung des nicht zu fein gepulverten Gesteines mit Flusssäure liessen sich die grösseren Quarze eben wegen ihrer Grösse nicht entfernen,

Digitized by Google

ohne Gefahr zu laufen, dass auch der Andalusit mit zersetzt werde; es war daher noch eine Trennung mittelst der Thoulet'schen Lösung nöthig. 0,0750 gr. des schweren so erhaltenen Productes ergaben:

$Si O_2 = 36{,}7\,\%$
$Al_2 O_3 = 62{,}6\,\%$ (mit Spuren von $Ti O_2$ u. $Fe_2 O_3$)
Sa. $= 99{,}3\,\%$

Rutil in kleinen gelben Säulchen und Körnchen, häufig in den bekannten knieförmigen Zwillingen, tritt allenthalben im Gestein auf und fehlt nur als Einschluss in den grossen Quarzen.

Ottrelith konnte nur in Schliffen der frischen, grauen Varietät, und dort recht spärlich beobachtet werden. Er bildet hellgrünliche, nahezu farblose, schmale Leisten, manchmal mit polysynthetischer Zwillingsbildung. Einzelne dieser Leisten liegen zur Hälfte in Andalusitkrystallen, ähnlich wie es aus Gesteinen der vorigen Gruppe beschrieben wurde. In der andern, sandsteinähnlichen Varietät scheint der Ottrelith zerstört zu sein; manche Gebilde lassen sich der Form nach noch als Reste desselben deuten.

Bezüglich des Verhältnisses, in welchem die hier auftretenden Mineralien zu einander stehen, lässt sich Folgendes hervorheben: die grösseren Quarzkörner liegen fast stets von einander getrennt, selten erblickt man zwei Körner, welche sich berühren. Sie sind gleichsam eingebettet in eine Grundmasse, welche bald aus Andalusit, bald aus einem feinkörnigen Aggregate von Quarz und Glimmer, bald aus Glimmerblättchen allein besteht. Oft erscheint der Andalusit auf weitere Erstreckung hin als ein Individuum, mehrere der grösseren Quarzkörner umschliessend (Taf. V Fig. 4). An den Rändern, wo er an die Quarzglimmeraggregate grenzt und das erwähnte lückenhafte Wachsthum zeigt, scheint er geradezu in diese überzugehen.

Die Glimmerlamellen, welche für sich allein an manchen Stellen die Ausfüllungsmasse zwischen den grösseren Quarzkörnern bilden, sind in der Regel mit ihrer Längsrichtung senkrecht auf die Peripherie der angrenzenden Quarzdurchschnitte gestellt; nur in der röthlichen, etwas veränderten

Digitized by Google

Varietät erscheinen sie zuweilen als Flasern, welche sich den grösseren Quarzen anschmiegen, und welche makroskopisch als die erwähnten Glimmerhäutchen sichtbar sind.

Die in diesem Abschnitte beschriebenen Gesteine, insbesondere die Schiefer, zeigen soviel Eigenthümliches, dass es mir nöthig schien, auf ihre Structurverhältnisse mit besonderer Ausführlichkeit einzugehen, und zwar um so mehr, als dieselben wohl mancherlei Schlüsse auf ihre Genesis gestatten.

In erster Linie ist es der Ottrelith, welcher sowohl durch sein Auftreten, als auch durch die Art seiner Ausbildung in die Augen fällt. Die Blättchen sind vollkommen regellos im Gesteine angeordnet; nirgends zeigt sich die Orientirung der Krystalle durch die Schieferung und Streckung beeinflusst. Der innere Bau des Ottrelith lassen dagegen durch die Art des lückenhaften Wachsthums in ausserordentlich deutlicher Weise Beziehungen zur Schieferungs- und zur Streckungsrichtung erkennen. Die Anordnung der Lücken zu Reihen parallel einer dieser Richtungen, sowie die regellose Lage der Krystalle lassen sich wohl am leichtesten deuten, wenn man annimmt, dass der Ottrelith erst späterer Bildung ist, entstanden bei einer durchgreifenden Veränderung eines ursprünglich in ganz anderer Form zur Ablagerung gelangten Materials.

Das Gleiche dürfte auch für den Andalusit, sowie für die hellen Knoten überhaupt gelten, obwohl die Verhältnisse weniger scharf hervortreten. Auch hier lässt die Übereinstimmung zwischen den Richtungen der oft in stark wellig gebogenen Linien verlaufenden Lückenreihen und der Glimmerstränge in der Hauptgesteinsmasse den Einfluss der die Schieferung beziehungsweise Streckung bedingenden Kräfte nicht verkennen, wenn auch die Erscheinung auf den ersten Blick mehr einer beginnenden Zersetzung und dadurch bedingtem Zerfall in Fasern ähnlich sieht. Bestärkt wird die Deutung noch wesentlich durch die Beobachtung, dass auch beim Ottrelith die Lückenreihen zuweilen in der gleichen Richtung wellig gebogen erscheinen.

Während Ottrelith und Andalusit nur in ihrer Structur, nicht aber in ihrer Anordnung Beziehungen zur Schieferung

Digitized by Google

oder Streckung zeigen, tritt eine solche beim Turmalin und Rutil sehr deutlich hervor. Letzterer liegt in der Schieferungsfläche und parallel der Streckung in Reihen angeordnet, der Turmalin in der Schieferungsfläche, aber hier regellos orientirt. Dass die beiden letzteren Mineralien jedenfalls vor der Bildung des Ottrelith und Andalusit existirten, geht mit Sicherheit daraus hervor, dass sie von diesen eingeschlossen werden. Mir scheinen sie aber auch älter zu sein, als die Processe, welche die Schieferung hervorbrachten, und durch letztere ihre jetzige Lage erhalten zu haben. Genau gleichzeitig sind übrigens auch Ottrelith und Andalusit schwerlich entstanden, da ersterer häufig von letzterem umschlossen wird, wohl aber mögen die hellen Knoten sich etwa zur selben Zeit wie der Andalusit gebildet haben. Welche Ursachen bald das Fehlen, bald das Auftreten des letzteren Minerals in den Knoten veranlasst haben, lässt sich nicht entscheiden. Unter Annahme einer Zufuhr von Substanz könnte eine solche bald reichlicher, bald spärlicher stattgefunden oder in ihrer Zusammensetzung gewechselt haben; es könnte aber auch an verschiedenen Stellen eine verschiedene stoffliche Prädisposition für die Bildung des fraglichen Minerals vorhanden gewesen sein.

Die häufig beobachteten Umrandungen mancher Ottrelith- und Andalusitkrystalle durch Quarz lassen sich vielleicht auf überschüssige Kieselsäure zurückführen, welche bei der Bildung dieser Mineralien aus früher vorhandenen, möglicherweise glimmerartigen Substanzen abgeschieden wurde; es könnten aber auch Ausfüllungen von Hohlräumen sein, welche durch spätere, nach Bildung der nun vorhandenen Krystalle stattgehabte Bewegungen im Gebirgskörper entstanden. Dass derartige Bewegungen eingetreten sind, zeigen die Zerreissungen mancher Ottrelithe, Andalusite und auch Apatitsäulchen, wie sie in einem der Schiefer beobachtet wurden.

In Folge des Auftretens von Andalusit könnte man nach Analogie mit andern Vorkommnissen geneigt sein, an Contactmetamorphose zu denken; von einer solchen kann aber nach den Mittheilungen von Herrn Professor Cohen in dieser Gegend keine Rede sein, wenn man nicht annehmen will, es ziehe sich Granit dicht unter dem zu Tage tretenden Gebirge hin,

Digitized by Google

wozu jeder Anhalt fehlt. Es bleibt also nur übrig, eine regionale Metamorphose anzunehmen, bei der man ja auch an vielen anderen Stellen die Bildung von Ottrelith beobachtet hat. Diese Metamorphose kann man sich gar wohl bedingt denken durch diejenigen Kräfte, welche auch die Hebung des Gebirges und die Steilstellung der Schichten bewirkten, das heisst durch Druck.

Aus den vorliegenden Beobachtungen scheint mir mit grosser Wahrscheinlichkeit hervorzugehen, dass Druck die Ursache sowohl der Schieferung und Streckung der Gesteine, als auch der Bildung der Ottrelithe und Andalusite, sowie der Knoten war, und dass diese Vorgänge gleichzeitig stattfanden. Unter dieser Annahme dürften die meisten Erscheinungen sich zwanglos erklären lassen, von welchen noch einmal besonders hervorgehoben werden mögen: die Art des lückenhaften Wachsthums, welches überhaupt auf eine verhältnissmässig rasche Bildung der Krystalle hinweist; die eigenthümlichen bartförmigen Ansätze von Glimmerfasern an vielen Ottrelithen in der Richtung der Streckung; das Ausbiegen der Faserstränge an den Krystallen und Knoten, wodurch eine an Fluidalstructur erinnernde Structurform entsteht.

Liegt hier in der That eine regionale Metamorphose vor, so würde dieselbe demnach die nämlichen Producte (Andalusit) geliefert haben, wie sie so constant bei der Contactmetamorphose auftreten.

Auch bei den zuletzt beschriebenen Andalusitschiefern scheint der Andalusit durch metamorphe Processe entstanden zu sein. Die ganze Art seines Auftretens, sowie der enge geologische Verband mit den übrigen Gesteinen dieser Gruppe lassen kaum eine andere Annahme zu. Die radiale Gruppirung vieler Glimmerblättchen um Quarzkörner mag ebenfalls während späterer Processe der Gesteinsveränderung stattgefunden haben.

6. Glimmerquarzite.

Unter der Bezeichnung „Glimmerquarzite" mögen hier einige aus Quarz und Glimmer bestehende Gesteine wegen ihrer gleichen mineralogischen Zusammensetzung vereinigt wer-

Digitized by Google

den, obwohl sie ihrem ganzen äussern Habitus und ihrer Structur nach sehr beträchtlich von einander abweichen. Eine gesonderte Beschreibung der einzelnen Vorkommnisse erscheint daher geboten.

Ein hierher gehöriges Gestein stammt von „Bothas Spruit zwischen Eersteling und Marabastad". Dasselbe ist von grauweisser Farbe, sandsteinähnlichem Habitus und durchaus massiger Structur. In einer anscheinend dichten Grundmasse stecken zahlreiche, bis zu mehreren Millimetern grosse Quarzkörner.

Diese scheinbar dichte Grundmasse löst sich unter dem Mikroskop in ein Aggregat wirr durcheinander liegender Blättchen von Muscovit auf, zu welchen local noch kleine Quarzkörnchen treten; auch Rutil in den bekannten Säulchen und Körnchen nimmt, zu dichten Haufwerken geschart, an der Zusammensetzung der glimmerreichen Hauptmasse des Gesteins Theil. Die mit Flusssäure isolirten Kryställchen geben deutliche Titanreaction.

Die grösseren Quarzkörner zeigen zum Theil scharfeckige bis splitterartige Umgrenzung und bestehen bald aus einem Individuum, bald aus mehreren. Winzige Flüssigkeitsporen (theilweise mit beweglicher Libelle), Zirkonmikrolithe und farblose, schwach doppelbrechende Säulchen von Apatit kommen als Einschlüsse vor. Ausserdem wurden schwach polarisirende, grüne pleochroitische Prismen beobachtet, deren Absorptionsverhältnisse ($E > O$, E olivengrün, O gelbgrün) ebenfalls auf Apatit hinweisen; als Seltenheit mag ein Flüssigkeitseinschluss mit Libelle in einem grösseren Apatitkrystall erwähnt werden. Das Gesteinspulver gibt schwache, aber deutliche Reaction auf Phosphorsäure.

Die Grenze der Glimmeraggregate gegen die grösseren Quarzkörner ist ziemlich scharf; doch werden erstere in fetzenförmigen Partien von einzelnen Quarzindividuen eingeschlossen oder klemmen sich zwischen diese ein.

Das eben beschriebene Gestein zeigt makroskopisch grosse Ähnlichkeit mit dem grauen Andalusitschiefer von Mt. Maré und tritt auch wie dieser in Gesellschaft jener eigenthümlichen Ottrelith- und Andalusitschiefer auf. Im Wesentlichen unterscheiden sich beide Gesteine auch nur durch das Fehlen

Digitized by Google

oder Vorhandensein von Andalusit, und ich halte es nicht für unmöglich, dass der Andalusitschiefer aus einer ähnlichen Felsart hervorgegangen ist, wie sie dieser Glimmerquarzit jetzt noch darstellt.

Ein zweiter Glimmerquarzit stammt von Mt. Maré, wo er, durchbrochen von einem Proterobasgang, den nördlichen Hvitkopje genannten Vorhügel zusammensetzt. Das Gestein sieht bald aus wie ein Gangquarzit mit eingesprengten Nestern von Muscovit oder grünem Chromglimmer, bald besitzt es den Habitus eines grobkörnigen bis mittelkörnigen Granits, indem der Glimmer gleichmässig vertheilt erscheint.

Der Quarz bildet ziemlich grosse unregelmässig begrenzte Körner, welche in den mehr quarzitähnlichen Partien theils direct an einander stossen, theils durch ein Aggregat kleiner Quarzkörnchen getrennt sind; letztere erscheinen dann wie eine Art Bindemittel. Die reichlich vorhandenen, oft recht grossen Flüssigkeitseinschlüsse lassen keine spontane Bewegung der Libelle wahrnehmen. Sie sind zum Theil rundlich begrenzt, zum Theil lang gestreckt, schlauchförmig und zeigen nicht selten reihenförmige Anordnung. Einmal wurde ein rhomboëderähnliches Körperchen beobachtet, welches zusammen mit der ziemlich grossen Libelle fast den ganzen Hohlraum einnimmt. Die Flüssigkeitseinschlüsse werden hin und wieder von Gasporen begleitet, und in einzelnen Individuen treten als Interpositionen zahlreiche Muscovitblättchen auf. Wo der Quarz gegen die Glimmeraggregate stark zurücktritt, ist er recht arm an Einschlüssen.

Der in Form grösserer Nester auftretende Glimmer ist zweierlei Art. Die eine ist ein farbloser Muscovit mit ziemlich grossem Axenwinkel und bildet verworren feinfaserige bis grob- und grossblätterige Aggregate. Die zweite Art ist intensiv grün gefärbt, dicht, niemals grossblätterig und nur sehr spärlich mit Quarz gemengt. Trotz der makroskopisch sehr kräftigen Färbung zeigt dieser Glimmer im Dünnschliff nur einen schwach grünlichen Ton. Mit Phosphorsalz erhält man nicht unmittelbar die Chromreaction, sondern man muss das Pulver erst mit Soda und Salpeter schmelzen und das gebildete chromsaure Alkali mit Wasser ausziehen; nach der Reduction dieser Lösung gibt alsdann der mit Ammoniak er-

Digitized by Google

haltene Niederschlag die charakteristische grüne Perle. Es liegt also ein chromhaltiger Glimmer vor, der wohl dem Fuchsit nahe steht. Mit Kieselflusssäure liefern beide Glimmerarten die Salze von Kalium und Aluminium.

Zwei weitere Varietäten stehen in der Nähe des Gold führenden Quarzganges von Buttons Reef bei Eersteling an. Beide Gesteine sind deutlich, wenn auch nicht vollkommen schieferig und nähern sich dadurch bereits den Phylliten oder Glimmerschiefern. Das eine derselben, welches das Salband des erwähnten Quarzriffes bildet, ist von licht grüngrauer Farbe und besitzt schwachen, an Sericit erinnernden Seidenglanz auf der sehr unebenen und mit zahlreichen Flecken und Schmitzen von Eisenoxydhydrat bedeckten Schieferungsfläche. Die andere Varietät dagegen ist schmutzig grünbraun gefärbt und von gerade verlaufenden, hellen Quarztrümern durchzogen.

Beide Gesteine enthalten an wesentlichen Gemengtheilen nur kleine Körnchen von Quarz und Muscovitflitterchen[1]. Die mineralogische Zusammensetzung ist also die gleiche, aber die relativen Mengen beider Mineralien sind recht verschiedene. Während nämlich in der schmutzig grünbraunen Varietät der Quarz vorwiegt, ist in derjenigen vom Salband Muscovit der vorherrschende Bestandtheil, welcher den Quarz stellenweise fast gänzlich verdrängt. In letzterem Falle zeigt der grösste Theil der Glimmerblättchen parallele Orientirung, welche wohl Folge einer Art Streckung ist, ohne dass es aber bis zur Bildung jener für die Phyllite so charakteristischen Flaserstructur käme.

Eigenthümlich ist das Auftreten winziger gelber Körnchen, welche keine Einwirkung auf polarisirtes Licht wahrnehmen lassen und nicht näher zu bestimmen waren. Von Salzsäure werden sie nicht angegriffen, aber von Flusssäure zerstört. Dieselben scharen sich, mit Eisenoxydhydrat überzogen, bald zu Haufwerken, bald bilden sie den ganzen Schliff durchziehende Schnüre, welche in dem einen Gestein oft annähernd parallel der angedeuteten Streckungsrichtung verlaufen, in dem andern aber regellos sich kreuzen.

[1] Die Behandlung des Glimmers mit Kieselflusssäure liefert Kalium- und Aluminiumsalze.

Digitized by Google

In letzterer Varietät findet sich, wenn auch nicht gerade reichlich, fleckig vertheilte chloritische Substanz, zum Theil in deutlichen Blättchen mit Spaltung. Ob sie aus der Zersetzung von früher vorhandenem Magnesiaglimmer oder anderen Mineralien herstammt, oder ob sie infiltrirt ist, war nicht zu entscheiden. Mit Rücksicht auf ihr Vorkommen auf den Quarztrümern könnte letzteres der Fall sein.

Während in dem am Salband des Quarzganges geschlagenen Handstücke die das ganze Gestein durchschwärmenden Quarztrümer nur von mikroskopischer Kleinheit sind, stellen sich dieselben in der schmutzigbraunen Varietät als ziemlich breite Streifen dar, welche die erwähnten Schnüre oder Reihen von gelben Körnchen verwerfen, also späterer Entstehung sind als diese. Sie führen den Quarz in grösseren Körnern mit Flüssigkeitseinschlüssen, deren Libelle zum Theil beweglich ist.

7. Quarz-Turmalinschiefer.

Innerhalb einer Reihe quarzreicher Felsarten bilden die Quarz-Turmalinschiefer nicht nur in Folge ihrer eigenthümlichen mineralogischen Zusammensetzung eine gut charakterisirte Gruppe, sondern dürften wohl überhaupt von gleicher oder auch nur ähnlicher Beschaffenheit aus andern Gegenden noch nicht bekannt sein. Die vorhandenen Handstücke stammen alle vom Ostabhang des Mt. Maré, wo sie das Liegende und Hangende einer Reihe von goldführenden Quarzriffen bilden.

Die unvollkommen schieferigen Gesteine besitzen theils das Aussehen eisenschüssiger rother Sandsteine, theils erscheinen sie durch kohlige Substanz dunkelgrau gefärbt. Wo das Eisenoxydhydrat mehr zurücktritt, geht die braunrothe Färbung in eine graulichrothe bis grünlichgraue über. Mit der Loupe erkennt man nur bis millimetergrosse Quarzkörner und ein dichtes, zuweilen etwas faserig aussehendes Cement.

Letzteres erweist sich unter dem Mikroskop als ein verfilztes oder auch parallelfaseriges Aggregat von vorherrschenden kleinen Turmalinsäulchen, welche von spärlichen farblosen Muscovitblättchen, Rutil, Eisenoxydhydrat, kohliger Substanz und gelegentlich von etwas Quarz begleitet werden. Dieses Bindemittel umzieht flaserig

Digitized by Google

die grösseren, unregelmässig gestalteten und unvollkommen abgerundeten Quarzkörner.

Der Turmalin macht in den rothgefärbten Varietäten reichlich die Hälfte der ganzen Gesteinsmasse aus, während er in der grauen, kohlehaltigen gegen die Quarzkörner etwas zurücktritt. Die vorherrschenden kleinen quergegliederten Säulchen sind farblos, etwas grössere und besonders breitere lassen schwache Absorption wahrnehmen (O gelblich, E farblos); im übrigen gleichen sie im Gesammthabitus den aus den Ottrelith- und Andalusitschiefern bereits beschriebenen Turmalinen. Ganz vereinzelt stellen sich auch grössere Individuen mit starkem Pleochroismus ein (O schwärzlichblau, E bräunlich). Die farblosen Kryställchen wurden mit Flusssäure isolirt und gaben kräftige Borreaction.

Von den grösseren Quarzkörnern zeigen manche undulöse Auslöschung. Sie beherbergen Flüssigkeitseinschlüsse zum Theil mit spontan beweglicher Libelle, Zirkonmikrolithe und in stabförmige Glieder zerfallende gelbliche, stark doppelbrechende Nadeln, welche oft nur die Breite von Trichiten erreichen und wahrscheinlich ebenfalls dem Zirkon angehören. Nach den Einschlüssen und nach der Form scheint nur dieser Quarz ein allothigener Gemengtheil zu sein, während die spärlichen kleinen Quarzkörner gleichzeitig mit dem Turmalin gebildet sein dürften. Manchmal sind einheitlich polarisirende Körner durch ein Aggregat von kleinen Quarzkörnchen verkittet, oder auf Spalten der ersteren ist das aus Turmalin bestehende Cement eingedrungen.

Der Rutil bildet in den rothgefärbten Gesteinen kleine gelbe Säulchen und Körnchen von den bekannten Formen, während er der durch Kohleflitterchen grau gefärbten Varietät ganz zu fehlen scheint. Äusserst spärlich kommen in ersteren etwas grössere, gelbbraune Kryställchen von kurz säulenförmiger Gestalt vor, die vielleicht ebenfalls Rutil sind, aber — besonders durch die fleckige Vertheilung der Färbung — auch Zinnstein ähnlich sehen. Zu einer nähern Untersuchung sind sie zu klein und zu spärlich vertreten. An einem solchen Säulchen wurde Zerbrechung und Verschiebung der Stückchen beobachtet.

Digitized by Google

8. Magnetit-Quarzschiefer.

Die Magnetit-Quarzschiefer — von den Goldgräbern der Gegend „Calico rock“ genannt — nehmen im Profil des Mt. Maré (No. 4) eine hervorragende Stellung ein und sind nach obigen Mittheilungen von Herrn Professor Cohen überhaupt von grosser Verbreitung. Sie bilden in den vorliegenden Handstücken ein grobschieferiges, im Querbruche gebändertes Gestein, in welchem hellere, röthlich gefärbte Quarzlagen mit dunklen oft bis zu mehreren Millimetern breiten Bändern von Eisenerzen abwechseln. Die letzteren besitzen theils Metallglanz, theils sind sie matt und bestehen aus Eisenoxydhydrat mit rothbraunem Strich. Die feinzuckerkörnige Quarzmasse zeigt ein verhältnissmässig lockeres Gefüge, so dass sie sich im Mörser leicht in die einzelnen Körnchen zerdrücken lässt.

Unter dem Mikroskop bildet der Quarz ein Aggregat von Körnern, welche ohne irgend ein Bindemittel direct an einander stossen. Eingestreut finden sich reichlich Magnetitkryställchen, sowie unregelmässig rundlich begrenzte, gelbliche Körperchen von starker Licht- und Doppelbrechung, welche von Flusssäure zerstört werden und sich nicht näher bestimmen liessen.

Den dunklen Erzlagen fehlt der Quarz gänzlich; sie bestehen nur aus Magnetit oder neben diesem aus dicht gehäuften Schüppchen und Blättchen von Eisenoxydhydrat, welches als Zersetzungsproduct des ersteren aufzufassen ist, da es häufig die Magnetitkrystalle — und zwar auch die in der Quarzmasse eingebetteten — umrandet oder förmliche Pseudomorphosen nach denselben bildet. Von der Grenze zwischen den Quarz- und Erzlagen ragen Büschel von roth durchsichtigen, manchmal in stabförmige Glieder zerfallenden Strahlen oder Stängeln in die ersteren derart hinein, dass einzelne Strahlen oft mehrere hintereinander liegende Körnchen durchsetzen (Taf. V. Fig. 6). Solche Strahlenbüschel finden sich übrigens auch selbständig im Quarz ohne Zusammenhang mit den Magnetitlagen. Die Erscheinung ist gerade so, als hätten Kanälchen vorgelegen, welche mit Eisenoxydhydrat ausgekleidet oder ausgefüllt wurden; jedenfalls kann man erkennen, dass es keine Risse sind.

Digitized by Google

Die auf Tafel VI (Fig. 2—4) veranschaulichten starken Stauchungen und Knickungen setzen unbedingt eine gewisse Plasticität voraus, die das Gestein einmal besessen hat, und zu dieser Zeit mögen auch die eigenthümlichen strahligen Ausläufer des Erzes in den Quarz entstanden sein.

9. Quarzite.

Die goldführenden Quarzite, welche, wie Herr Professor Cohen mittheilt, im Streichen der Schiefer gangförmig aufsetzen, weichen in ihrem Habitus stärker von einander ab, als man es in einem verhältnissmässig so kleinen Gebiete erwarten sollte. Vielleicht steht dieses mit der Natur des Nebengesteines in Beziehung, welches an allen Punkten ein verschiedenes ist, bald eine Hornblende führende Felsart, bald Quarz-Turmalinschiefer, bald Glimmerquarzit.

Der Quarzit von Buttons Reef, dem Hauptgang der Gegend, ist reich an Klüften und Hohlräumen, welche mit braunrothem Eisenoxydhydrat oder mit Gelbeisenocher bekleidet sind, und erhält daher ein poröses, wie zerfressenes Aussehen. Im frischen Bruch ist der Quarz weiss und schwach fettglänzend. Am Piggs Reef sind die Klüfte ebenfalls reichlich mit Eisenoxydhydrat bedeckt, welches hie und da von kohlensaurem Kalk begleitet wird; der Quarz selbst aber ist theils lichtgrau, theils dunkel bläulichgrau, das Korn feiner. In Woods Reef am Fuss des Mt. Maré endlich tritt vorherrschend ein licht bläulichgrauer Quarz mit starkem fettartigen Glanz auf, der zuweilen fast opalartig aussieht. Er ist reichlich gemengt mit eckigen, scharf begrenzten Bruchstücken des grauen Quarz-Turmalinschiefers aus dem Hangenden, so dass in Wirklichkeit eine Art Breccie vorliegt; Eisenoxydhydrat fehlt hier so gut wie ganz. In allen drei Varietäten lassen sich schon mit unbewaffnetem Auge grössere Partien bis feine Flitterchen von Gold wahrnehmen, am spärlichsten und kleinsten im Quarzit vom Mt. Maré.

Abweichend von diesen goldführenden Quarziten sind einige andere, von drei Fundstellen stammende, in denen Gold nicht nachgewiesen worden ist. Es sind sehr compacte, milchweisse, glasig aussehende Massen, theils ganz frei von accessorischen Bestandtheilen, theils ein bleigraues, mildes, schwach

Digitized by Google

metallisch glänzendes, zuweilen bunt angelaufenes Erz enthaltend von der Härte 2—3 und mit dunkelgrauem bis schwarzem Strich. Schon diese Eigenschaften und die Begleitung von Malachit deuten auf Kupferglanz. Die Bestimmung wurde bestätigt durch den Nachweis von Eisen und Kupfer vermittelst der Boraxperle, von Schwefel und Kupfer bei der Behandlung mit Soda auf Kohle. Auch kleine Partien von Kupferkies kommen gelegentlich vor und könnten nach der Art ihres Auftretens vielleicht das Muttermineral des Kupferglanzes sein.

Von den goldfreien Varietäten setzen sich zwei Vorkommnisse fast ausschliesslich aus grösseren Quarzkörnern zusammen, welche sich unmittelbar berühren, hie und da undulöse Auslöschung zeigen und sehr reich an Flüssigkeitseinschlüssen sind. Letztere scharen sich meist so dicht, dass der Dünnschliff makroskopisch milchweiss, die betreffenden Stellen unter dem Mikroskop staubig getrübt erscheinen. Die Form der Poren ist sehr mannigfaltig und unregelmässig gestaltet.

Der dritte Vertreter besteht aus erheblich kleineren Körnern, welche zumeist optisch annähernd gleich orientirt sind. Man erhält den Eindruck, als ob ursprünglich grössere Individuen vorgelegen hätten, welche durch mechanische Einwirkung zerquetscht wurden, wobei die Orientirung der Theile sich etwas veränderte. Flüssigkeitseinschlüsse sind spärlicher vorhanden und gleichmässiger vertheilt. Ganz vereinzelt trifft man kleine Blättchen mit lebhaften Interferenzfarben, welche augenscheinlich dem Muscovit angehören.

In den goldführenden Quarziten ist die Structur insofern eine abweichende, als neben grösseren, oft sehr unregelmässig gestalteten Individuen untergeordnet kleinkörnige Aggregate vorkommen, deren einzelne Körner in ihrer optischen Orientirung sehr stark differiren, so dass bei gekreuzten Nicols ein lebhaft buntfarbiges mosaikartiges Bild erscheint. Flüssigkeitseinschlüsse sind auch hier überall reichlich vorhanden, meist zu Reihen angeordnet und vorherrschend sehr klein. Die eine Varietät zeichnet sich durch einen ziemlich hohen Gehalt an kohliger Substanz und an winzigen Muscovitblättchen aus, welche beide als Einschlüsse im Quarz,

Digitized by Google

nicht als Bindemittel zwischen den einzelnen Körnern auftreten. Die kohlige Substanz, welche diesen Quarzit makroskopisch dunkel blaugrau färbt, erfüllt die Hauptmasse eines Korns recht gleichmässig, lässt aber fast ausnahmslos einen schmalen Rand frei, wodurch der Schliff im gewöhnlichen Licht wie eine von farblosen Adern durchzogene graue Masse erscheint. Wo die Muscovitschüppchen in grosser Zahl auftreten, gleicht der Quarz oft mehr einem zersetzten Feldspath; es schützt jedoch das Fehlen jeglicher Spaltung vor Verwechslung.

Eine zweite Varietät enthält nur wenig kohlige Substanz, keinen Glimmer, aber Turmalin theils als Einschluss im Quarz, theils in filzigen Aggregaten zwischen den Körnern liegend, und dann gewöhnlich geknickt und verbogen. Es ist dies derjenige Gang, welcher im Quarz-Turmalinschiefer am Fusse des Mt. Maré aufsetzt. Da er, wie erwähnt, voller Einschlüsse des Nebengesteins steckt, so entstammt der Turmalin augenscheinlich diesem, und man kann daraus schliessen, dass der Quarzgang erst entstand, nachdem das Nebengestein schon seinen jetzigen petrographischen Habitus angenommen hatte. Sieht man dasselbe und besonders dessen Turmalingehalt als metamorphe Bildung an, so würden die Quarzgänge jedenfalls nicht gleichzeitiger Entstehung mit dem Absatz der Sedimente sein können.

Im Quarzit von Buttons Reef treten Eisenoxydhydrate, aber keine accessorischen Gemengtheile auf.

In allen Varietäten — sowohl den goldfreien, als auch den goldhaltigen — enthalten viele Flüssigkeitseinschlüsse spontan bewegliche Libellen[1] und sind zu Bändern, Streifen oder Schnüren angeordnet. Mit Ausnahme eines milchweissen Quarzits trifft man solche Reihen in der Regel parallel angeordnet, und dann setzen sie gewöhnlich aus einem Korn in die benachbarten mit nahezu unveränderter Richtung über. Zuweilen anastomosiren sie auch vielfach derart, dass Reihen unter sehr spitzen Winkeln sich abzweigen und mit benachbarten sich vereinigen. Neben solchen Reihen mit ziemlich

[1] Soweit solche geprüft wurden, blieben die Libellen bis zu einer Temperatur von 80° unverändert.

Digitized by Google

regelmässigem Verlauf treten oft noch mehr untergeordnet andere auf, welche sie nach verschiedenen Richtungen mehr senkrecht durchschneiden; letztere sehen bei oberflächlicher Betrachtung wie Querrisse aus und scheinen besonders aus Flüssigkeitsporen von sehr unregelmässiger Gestalt zu bestehen.

Die am Quarz häufig auftretende undulöse Auslöschung bietet manchmal an Zwillingsstreifung erinnernde Erscheinungen dar, indem Körner bei gekreuzten Nicols wie gestreift oder geflammt aussehen; dabei sind aber die Abweichungen in der Orientirung der einzelnen Theile des Krystalls nur geringe.

10. Serpentin.

Serpentin, von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe, ist nur in einem Handstück vom Mt. Maré (Nr. 6 im Profil) vertreten, wo derselbe im Hangenden und Liegenden von mehr oder weniger veränderten Aktinolithgesteinen begrenzt wird. Mit der Loupe sind nur winzige, lebhaft glänzende Spaltflächen zu sehen, welche wahrscheinlich dem vorhandenen Glimmer, vielleicht aber auch dem näher zu beschreibenden braunen Mineral angehören. Durch den Einfluss der Atmosphärilien ist der Serpentin bis auf mehrere Millimeter Tiefe gebleicht, und das vorhandene opake Erz gab vielfach zur Entstehung von Eisenoxydhydrat Anlass.

Das mikroskopische Bild ist dasjenige eines typischen Olivin-Serpentins: hellgrünliche bis gelbliche Fasern, zusammen mit Magnetit machen die Hauptmasse aus, wobei die netzförmige Anordnung des letzteren auf die Entstehung des ersteren aus Olivin hinweist, ohne dass jedoch von diesem noch erhaltene Reste zu beobachten wären. Ausser Serpentin betheiligen sich weiter am Gesteinsmenge Chromit, Muscovit, Chlorit und ein braunes, nicht sicher bestimmbares Mineral.

Letzteres erscheint in unregelmässig begrenzten stark pleochroitischen Durchschnitten, welche parallel einer vorhandenen Spaltung auslöschen. Bei sehr starker Vergrösserung erkennt man, dass der Pleochroismus (parallel der Spaltung tief dunkelbraun, senkrecht zu dieser braun) durch eine grosse Menge winziger pleochroitischer Körnchen bedingt wird, welche

Digitized by Google

die Krystalle vollständig erfüllen und oft streifenförmig angeordnet erscheinen. Häufig beobachtet man auf den Spalten opakes Erz oder Muscovitaggregate; in anderen Fällen treten letztere in unmittelbarer Nähe auf oder nehmen ganz die Stelle des fraglichen Minerals ein, wobei Streifen von Magnetit auf diesen Glimmeraggregaten eine vorhanden gewesene Spaltbarkeit der ursprünglichen Substanz andeuten. Es scheint keinem Zweifel zu unterliegen, dass der Muscovit aus dem braunen Mineral hervorgegangen ist. Auch Chloritblättchen — kenntlich durch schwache Doppelbrechung bei deutlichem Pleochroismus (parallel der Längsrichtung der Blättchen grünlich, senkrecht zu derselben röthlichgelb) -- sind augenscheinlich als Zersetzungsproducte desselben anzusehen. Alle diese Erscheinungen könnten zu dem Schlusse berechtigen, dass ein Thonerde haltender rhombischer Pyroxen das Muttermineral gewesen sei. Versuche, dasselbe zu isoliren, scheiterten bereits an der Unmöglichkeit, die zähe Serpentinsubstanz durch Zerreiben abzusprengen. Auch auf chemischem Wege -- durch Behandeln des Gesteinspulvers oder des Schliffes mit Salzsäure — konnte kein befriedigendes Resultat erzielt werden; es liess sich nur constatiren, dass die färbenden pleochroitischen Interpositionen dadurch zersetzt werden. Die qualitative Analyse des Auszuges mit Salzsäure ergab neben Eisen und Magnesium auch etwas Aluminium, und im Gesteinspulver konnte nach der Boricky'schen Methode mit Kieselflusssäure nach vorhergehendem Aufschliessen mit Flusssäure auch Kalium und wenig Natrium nachgewiesen werden.

Beim Behandeln des Schliffes mit concentrirter Salzsäure wurde der das Maschenwerk markirende Magnetit gelöst, und es kam häufig unter demselben Muscovit zum Vorschein.

Chromit, der im Gestein regellos vertheilt in Form von kleinen Oktaëdern vorkommt, liess sich mit Flusssäure isoliren und gab mit Phosphorsalz deutliche Chromreaktion. Das Pulver zeigt einen Stich in's Braune, und die Kryställchen werden hie und da am Rande braun durchscheinend.

II. Proterobase.

Von massigen Gesteinen sind nur drei Vorkommnisse vertreten, welche sämmtlich der Familie der Diabase ange-

Digitized by Google

hören und wegen ihres Gehalts an primärer Hornblende als Proterobase im Sinne von Rosenbusch bezeichnet werden müssen. Es sind kleinkörnige Gesteine von schwarzer Farbe und von durchaus massigem Habitus; mit freiem Auge oder mit der Loupe ist nur Feldspath zu bemerken.

An primären Gemengtheilen erkennt man durch das Mikroskop Plagioklas, Augit, Hornblende, Biotit, Apatit und Titaneisen; hinzu kommen als Zersetzungsprodukte Epidot und Quarz, Uralit, Biotit, Titanit (Leukoxen) und Chlorit.

Der Plagioklas erscheint im Dünnschliff fast durchweg in Form von Leisten, welche nur selten noch frisch sind, sondern meist eine Zersetzung in Epidot und Quarz erkennen lassen. Die Umwandlung geht vom Innern der Krystalle aus und beginnt mit einer Trübung, hervorgerufen durch eine grosse Zahl winziger, lebhaft polarisirender Körnchen von Epidot; zugleich siedeln sich in der Nähe stark getrübter Feldspathe Körner von Quarz an mit äusserst kleinen Flüssigkeitseinschlüssen. Bei weitergehender Zersetzung werden die centralen Theile der Leisten gänzlich von einem Aggregat von Epidot mit Quarz eingenommen; es bleiben jedoch meist randliche Partien hinreichend erhalten, um die Gestalt und Natur des ursprünglichen Minerals sicher zu erkennen.

Während der Quarz immer in regellos begrenzten Körnern sich einstellt, bildet der Epidot auch häufig nach der Orthodiagonale säulenförmig ausgebildete Krystalle, welche im Innern gewöhnlich eine Art poröser oder schwammiger Textur zeigen; dieselbe dürfte auf ein rasches Wachsthum hinweisen. Zuweilen sieht man auch kreuzförmige Durchwachsungen von Epidotsäulchen.

Der Augit, dessen Form nur durch die anliegenden Feldspathleisten bedingt wird, ist von hell röthlichbrauner Farbe und schwach pleochroitisch. Auslöschungsschiefen wurden bis zu 43° beobachtet. Von primären Einschlüssen sind Flüssigkeitsporen mit stabiler Lamelle zu erwähnen. Auffallenderweise verläuft die Umwandlung in den einzelnen vorliegenden Vertretern verschieden; in einem Gestein beobachtet man nur Chloritisirung, in den andern beiden Uralitisirung. Doch sind meist noch genügend frische Reste vorhan-

Digitized by Google

den, welche eine sichere Bestimmung des Muttermineralsgestatten.

Die Zersetzung in grüne Chloritfasern geht von parallelen, oft sehr feinen Rissen aus, welche annähernd senkrecht zu den Spaltungsdurchgängen entstehen. Von hier aus verbreitet sich die chloritische Substanz nicht nur im Augit selbst, sondern sie beginnt auch im Gestein zu wandern. So findet man sie auch häufig auf Klüften im Plagioklas, welche der Zusammensetzungsfläche der Zwillinge parallel verlaufen. Eine Beziehung zwischen dem eingewanderten Chlorit und der Umwandlung des Plagioklas in Epidot lässt sich jedoch nicht wahrnehmen.

Während also die Chloritisirung im Innern der Krystalle ihren Anfang nimmt, schreitet umgekehrt die Uralitisirung von Aussen nach Innen fort, und derselben geht, wie es scheint, eine Trübung voraus, indem nämlich zwischen dem gänzlich in faserige Hornblende umgewandelten Rand und dem frischen Kern eine trübe Zone eingeschaltet ist. Der Uralit ist kräftig pleochroitisch (a grüngelb, b hell olivengrün, c blaugrün; Absorption c etwa $=$ b $>$ a) und besitzt in beiden Gesteinen die gleiche Auslöschungsschiefe bis zu 22°. In dem einen Vorkommen ist der Augit vollständig uralitisirt, und der Uralit bereits selbst wieder in Zersetzung begriffen, wobei recht verschiedene Produkte entstehen. Am häufigsten und reichlichsten stellt sich Biotit in Aggregaten dunkelbrauner, pleochroitischer Blättchen ein, welche sich im Innern des Uralit oft massenhaft anhäufen, seltener faseriger Chlorit; wahrscheinlich ist auch ein Theil des Epidot als Umwandlungsprodukt der faserigen Hornblende aufzufassen, von welcher er in Form kleiner Körnchen eingeschlossen wird, obwohl er auch aus dem angrenzenden Plagioklas eingewandert sein könnte.

Die primäre Hornblende zeigt im Gegensatz zu der grünen secundären braune Töne (a braungelb, b und c braun bis grünbraun; Absorption c $>$ b $>$ a). Auch für die Auslöschungsschiefe wurden grössere Werthe beobachtet als bei jener, nämlich 24—29°. Sie tritt in verhältnissmässig geringer Menge auf, grösstenteils mit Augit verwachsen und wird gewöhnlich von grüner, faseriger Hornblende umrandet, welche von secun-

Digitized by Google

därer Entstehung zu sein scheint, und dann wohl nur durch Wanderung an die Stelle gelangt sein kann, welche sie jetzt einnimmt; für die leichte Beweglichkeit der secundären Hornblende, wenigstens in diesen Gesteinen, spricht auch ihr Vorkommen in den Quarz-Epidotaggregaten.

Biotit als zweifellos primärer Gemengtheil ist nur in dem einen Gesteine vorhanden, in welchem der Augit chloritische Umwandlung zeigt. Er ist theils mit Augit, theils mit der primären Hornblende verwachsen, von welch' letzterer er sich nicht durch die Färbung, sondern nur durch die stärkere Absorption (der parallel der Spaltung schwingende Strahl ist schwarzbraun) und parallele Auslöschung unterscheidet, da Querschnitte nicht beobachtet wurden.

Apatit tritt in ungewöhnlich langen, quergegliederten Nadeln auf, welche in der Regel mehrere Gemengtheile gleichzeitig durchspicken.

Das Titaneisen zeigt regelmässige Begrenzung; bei der Umwandlung in Leukoxen sind frische Reste skelettartig erhalten geblieben. In einem Vorkommen, welches den Glimmerquarzit der Hvitkopje bei Marabastad (Nr. 9 im Profil) durchsetzt und sich durch theilweise Erhaltung des Augit auszeichnet, trifft man das Titaneisen überall von Aggregaten kleiner, rothbrauner bis grünbrauner pleochroitischer Glimmerblättchen umgeben, nicht von einheitlichen Lamellen, wie das in Plagioklas-Augitgesteinen so häufig der Fall ist. Auffallender Weise erscheinen diese Glimmerblättchen besonders in der Nähe stärker zersetzten Titaneisens, und über eine gewisse Entfernung von den Krystallen kommen sie überhaupt gar nicht mehr vor. An eine genetische Beziehung dürfte allerdings trotz des Anscheins bei diesen beiden Mineralien kaum zu denken sein; wahrscheinlich hat das Titaneisen nur als Krystallisationscentrum für den secundären Glimmer gedient, und letzterer ist dort am reichlichsten entstanden, wo auch die stärkere Zersetzung des Titaneisens auf eine weitergehende Umwandlung des Gesteins deutet.

Die Structur ist bei allen drei Varietäten eine rein ophitische.

Der von Bothas Spruit zwischen Eersteling und Marabastad stammende und wahrscheinlich als Lagergang auftretende

Digitized by Google

Proterobas ist ausgezeichnet durch vollständige Uralitisirung des Augit, und ein anderer, gesammelt in der Nähe eines goldführenden Quarzganges unweit Eersteling, durch Umwandlung des Augit in Chlorit.

B. Sandsteine.

Wie aus der Mittheilung von Herrn Professor Cohen hervorgeht, wird das Schichtensystem der im Vorhergehenden beschriebenen Schiefergesteine im Süden von einer mächtigen Sandsteinformation discordant überlagert. Die vorliegenden Handstücke dieser Sandsteine sind theils von röthlichgrauer, theils von blauschwarzer Farbe; erstere zeigen etwas gröberes Korn als letztere.

Die blauschwarzen Sandsteine von Stryd Poort und aus dem Mordhöhlen-Thal zwischen Eersteling und Makapans Poort bestehen aus ganz unregelmässig begrenzten Quarzkörnern und einem Cement von Muscovitflitterchen, Quarzkörnchen und kohliger Substanz. Die grösseren Quarze sind sehr reich an Flüssigkeitseinschlüssen, Zirkonmikrolithen und Trichiten. Letztere scheinen mir hier ebenfalls dem Zirkon anzugehören, da sich bezüglich der Breite von den grösseren sicher bestimmbaren Säulchen bis zu den haarförmigen Gebilden durch Vermittlung von Nädelchen alle Übergänge beobachten lassen. Trichite sowie Nädelchen von Zirkon zerfallen häufig in stabförmige Glieder. Schliesslich erscheinen, wenn auch spärlich, Biotitblättchen als Interpositionen.

In den röthlichgrau gefärbten Varietäten treten neben Quarz noch makroskopisch schon wahrnehmbare gerundete Körner von Feldspath auf. In losen Blöcken aus der Gegend zwischen Eersteling und Marabastad, deren Zugehörigkeit zu der eigentlichen Sandsteinformation immerhin zweifelhaft ist, reichert sich der Feldspath in erheblichem Maasse an; zugleich nehmen die Quarzbrocken an Grösse zu, so dass die Gesteine ein arkoseartiges oder conglomeratähnliches Ansehen erhalten.

Der Feldspath erweist sich unter dem Mikroskop zum grössten Theil als Plagioklas, häufig mit mikroklinartiger Zwillingsstreifung; Orthoklas wurde seltener beobachtet. Die

Digitized by Google

Quarzkörner beherbergen die gleichen Einschlüsse, wie in den blauschwarzen Sandsteinen. Als weitere klastische Gemengtheile treten Partikel eines sehr feinkörnigen Quarzites auf, welche in der Korngrösse an die Quarzbänder des „Calico rock" erinnern, denen aber der für jene charakteristische Gehalt an Magnetit fehlt.

Das durch Eisenoxydhydrate gefärbte Bindemittel besteht gewöhnlich aus winzigen Quarzkörnchen und Muscovitblättchen; kohlige Substanz fehlt gänzlich, dagegen stellen sich nicht sehr scharf geradlinig begrenzte Säulchen oder Bruchstücke von Turmalin ein mit sehr deutlichem Absorptionsunterschied (E hellgelb, O blaugrün, mitunter auch bräunlich). Dieselben scheinen nicht authigener Natur zu sein und sind jedenfalls nicht mit dem farblosen Turmalin, wie ihn zum Beispiel die Quarz-Turmalinschiefer zeigen, zu identificiren. In einzelnen Varietäten erscheint Biotit in putzenförmigen Aggregaten; derselbe ist theils frisch, theils bereits in chloritischer Umwandlung begriffen, deren Producte sich im Gestein vertheilen.

Die für klastische Quarzkörner in den psammitischen Gesteinen eigenthümlichen Vertiefungen auf der Oberfläche[1] wurden in den vorliegenden Sandsteinen nicht beobachtet.

Die nahe der Spitze von Franks Kop im Sandstein auftretende, von Herrn Professor Cohen erwähnte Einlagerung ist ein undeutlich schieferiges Gestein von schwarzgrauer Farbe mit vielen glänzenden Glimmerschüppchen.

Unter dem Mikroskop erblickt man als eine Art Grundmasse ein dichtes Gemenge von Muscovitflitterchen und vorwiegenden Schüppchen eines schwach doppelbrechenden Minerals, welches eine grünliche Farbe zu besitzen scheint. Die nähere Bestimmung wird durch Imprägnation mit staubartig vertheilter kohliger Substanz verhindert. Gesteinssplitter bleichen sich bereits in der Flamme des Bunsen'schen Brenners und schmelzen ziemlich leicht. Im Kölbchen giebt das Pulver reichlich Wasser, und mit Kieselflusssäure erhält man Magnesium- und Eisensalze. Die Bestimmung als Chlorit erscheint demnach wahrscheinlich, wenn auch nicht sicher.

[1] Vergleiche G. Klemm, Studien über psammitische Gesteine. — Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 1883.

Digitized by Google

Als weitere, mehr einsprenglingsartig auftretende Gemengtheile sind zu nennen: Quarz in verhältnissmässig kleinen, eckig begrenzten und mehr splitterartigen Individuen; ein ledergelber, pleochroitischer Glimmer — wahrscheinlich Biotit — in ziemlich reichlichen grösseren Blättchen und Leisten; farbloser Muscovit; bräunlicher Turmalin.

In Schliffen senkrecht zur Schieferung zeigt sich eine Art unvollkommener flaseriger Structur, indem die Bestandtheile der Grundmasse in sehr kurzen Flasern die grösseren Krystalle umziehen.

Das Gestein dürfte sich den Schieferthonen etwa anreihen lassen — wenigstens seinem makroskopischen Habitus nach.

Abgesehen von den zuletzt — unter B. — beschriebenen Felsarten, liegt der vorstehenden Untersuchung eine Reihe von Gesteinen zu Grunde, welche im Laufe der Zeit eine mehr oder weniger grosse Veränderung in ihrem mineralogischen Bestande erfahren haben dürften. Diese Veränderung erstreckt sich meiner Ansicht nach nicht allein auf diejenigen Neubildungen, welche als Folge der chemischen Thätigkeit der circulirenden Gewässer aufzufassen sind; es lässt sich auch zwischen der durch gebirgsbildende Kräfte erzeugten Schieferung und Streckung einerseits, der Structur mancher Gemengtheile andrerseits ein ganz bestimmter Zusammenhang erkennen, welcher wohl die Annahme, diese Kräfte — also Druck — seien die Ursache der Neubildung von Mineralien, rechtfertigt. Die vorliegende Arbeit dürfte demnach einen, wenn auch geringen Beitrag zur Kenntniss jener Art von regionalem Metamorphismus leisten, welchen Lossen[1] als Dislocationsmetamorphismus, Credner[2] als tektonischen oder Stauungsmetamorphismus bezeichnet.

[1] Lossen, Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellschaft, Bd. XXI. p. 324 und Über das Auftreten metamorpher Gesteine etc., Verhandlungen der Gesellschaft naturforsch. Freunde zu Berlin, Sitzungsbericht vom 17. März 1885. p. 47.

[2] Credner, Elemente der Geologie, 5. Aufl. p. 188.

Digitized by Google

Erklärung der Abbildungen.

Tafel IV.

Fig. 1 bringt eine Gruppe von verschieden orientirten Ottrelithkrystallen zur Anschauung, in welchen die lückenhaft gewachsenen Partien parallel dem Verlauf der Glimmerfasern in der Hauptgesteinsmasse angeordnet sind. Die lückenreichere Substanz erscheint im Bilde als dunklere Streifen, welche an den Enden der leistenförmigen Durchschnitte im Allgemeinen stärker entwickelt sind, als in der Mitte derselben und dadurch jene sanduhrförmige Figur erzeugen. — Die zerstreut überall vorhandenen, ganz dunklen Pünktchen gehören Rutilkryställchen an.

Turmalinführende Varietät des Ottrelithschiefers vom Mt. Maré.

Fig. 2 zeigt das bartförmige Anlegen der Glimmerfasern an den Ottrelith aus einem Ottrelith-Andalusitschiefer von Bothas Spruit zwischen Eersteling und Marabastad. An der hellen Stelle, links oben, schiebt sich zwischen den Krystall und die Glimmerfasern eine aus Quarzkörnchen bestehende schmale Zone ein. Sehr deutlich tritt die sanduhrähnliche Form des lückenhaft gewachsenen Theiles des Ottrelithkrystalls hervor, und auch die Anordnung der Lücken in der Richtung des Verlaufes der Glimmerfasern lässt sich recht gut erkennen, wenn auch die Richtung der lückenreichen Streifen im Krystall etwas wellig abgelenkt erscheint. — Auch hier ist Rutil in Gestalt dunkler Pünktchen und Flecken überall zu erblicken.

Tafel V.

Fig. 1 und 2. Abbildungen des analysirten Ottrelith aus dem Ottrelithschiefer des Mt. Maré.

Fig. 1. Radiale, fächerförmige Gruppirung (gewöhnliches Licht).

Fig. 2. Rechtwinklige Durchkreuzung zweier leistenförmigen Durchschnitte. (Nicols gekreuzt.)

Fig. 3. Veranschaulicht sowohl das Auftreten der hellen Knoten in den Ottrelith-Andalusitschiefern vom Mt. Maré, als auch die fetzenförmige Gestalt eines Andalusitkrystalls. Letzterer ist umgeben von einer hellen Zone, welche aus wirr durcheinander gelagerten Glimmerblättchen besteht, während ausserhalb derselben, in der eigentlichen Gesteinsmasse, der Glimmer in parallelen Fasern erscheint. Die Anordnung des lückenhaften Wachsthums innerhalb des Andalusitkrystalls nach derselben Richtung, nach welcher die Glimmerfasern im Gesteine verlaufen, ist deutlich zu erkennen: die dunkleren Streifen stellen lückenhaft gewachsene Andalusitsubstanz dar, während die ganz hellen Streifen klaren, lückenfreien Partien des Krystalls entsprechen. — Die allenthalben auftretenden Rutilmikrolithe erscheinen als kleine, ganz dunkle Pünktchen und Fleckchen.

Fig. 4 stellt das Auftreten des Andalusit in den Andalusitschiefern des Mt. Maré dar. Die hellen rundlichen, z. Th. auch länglichen Partien

Digitized by Google

sind Quarzdurchschnitte, welche, besonders in der Mitte des Bildes, in etwas rissiger, einheitlich polarisirender Andalusitsubstanz eingebettet liegen.

In Fig. 5 sind die farblosen Turmaline aus einem Ottrelith-Andalusitschiefer vom Mt. Maré abgebildet. Die an dem einen Ende ausgefaserten Kryställchen sind an dem anderen durch Flächen begrenzt, welche sich recht wohl als Rhomboëder deuten lassen. — Rutil tritt im Bilde in Form dunkler Flecken hervor, z. Th. mit regelmässigen Contouren.

Fig. 6 zeigt jenes eigenthümliche, büschelförmige Ausstrahlen der Erzmasse in dem Quarz, wie es aus dem Magnetit-Quarzschiefer (calico rock) vom Mt. Maré beschrieben wurde. Ausserdem treten überall Magnetitkryställchen in rectangulären Durchschnitten und die nicht näher bestimmten gelblichen Körnchen hervor.

Digitized by Google

Beiträge zur Mineralogie des Erzgebirges.

Von

F. Schalch in Leipzig.

Unter den, den Hauptgesteinen der Glimmerschiefer- und Phyllitformation des Erzgebirges eingeschalteten untergeordneten Einlagerungen zeichnen sich besonders die Hornblendegesteine, sowie die erzführenden Lager durch einen ungewöhnlichen Reichthum verschiedenartiger, an ihrer Zusammensetzung theilnehmender Minerale aus. Ihre Hauptverbreitung erlangen diese Einlagerungen, und speciell diejenigen der zweiten Art, bekanntlich in der weiteren Umgebung von Schwarzenberg und Johanngeorgenstadt, also im Bereich der gleichnamigen Sectionen der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen.

In den diesen Sectionen zugehörigen Erläuterungen hat denn auch dieser Gegenstand eine ziemlich specielle Darstellung erfahren. Indessen führte die Untersuchung des umfangreichen, an Ort und Stelle gesammelten Materiales noch zu mancherlei anderen, vorwiegend mineralogisch interessanten Resultaten, die an dem eben genannten Orte theils nur andeutungsweise, theils gar nicht berührt werden konnten, und welche im Folgenden daher eine nachträgliche Erwähnung finden mögen.

Hinsichtlich der Hornblendegesteine oder Amphibolite sind es namentlich einige an mehreren Stellen in Drusen und auf Klüften zur Ausscheidung gelangte Secretionsmineralien, die uns hier speciell interessiren, während mit Bezug auf die erzführenden Lager besonders mehrere Pseudomorphosen darum eine nähere Erwähnung verdienen, weil sie theils auf diesen

Digitized by Google

Gegenstand sich beziehende frühere Beobachtungen zu ergänzen vermögen, theils wenigstens von den betreffenden Fundorten bisher überhaupt noch unbekannt geblieben sind.

Die Belegstücke, auf die sich das im Folgenden Mitgetheilte bezieht, wurden bei der geologischen Aufnahme der oben genannten beiden Sectionen Schwarzenberg und Johanngeorgenstadt in den Jahren 1883 und 1884 vom Verfasser gesammelt und in der Sammlung der geologischen Landesanstalt zu Leipzig deponirt.

I. Das Prehnitvorkommen von Globenstein.

Hart am Nordrande der Section Johanngeorgenstadt findet sich bei der Globensteiner Lohmühle am Fuss des rechten Kaffbachthalgehänges dem dort verbreiteten hellen Glimmerschiefer ein Lager von Amphibolit eingeschaltet, in welchem schon längere Zeit behufs Gewinnung von Strassenmaterial ein Steinbruch betrieben wird. Seiner petrographischen Zusammensetzung nach stimmt das Gestein mit den mehrfach beschriebenen anderweitigen Hornblendegesteinsvorkommnissen der Glimmerschieferformation des Erzgebirges überein, es stellt im Speciellen ein feinkörniges bis fast dichtes Gemenge von Hornblende, Feldspath, Quarz, Titanit, Rutil, Apatit, Titan- und Magneteisen dar.

Schon eine makroskopische Betrachtung der Handstücke lässt erkennen, dass die Hornblende bei weitem vorwaltet und auch Feldspath verhältnissmässig reichlich vorhanden ist, dass hingegen die übrigen Gemengtheile stark zurücktreten, ja z. Th. nur ganz vereinzelt zu bemerken sind.

In den Schliffen bildet die Hornblende, wie gewöhnlich, schilfig-büschelige Aggregate von licht-grünlicher Farbe, mit der characteristischen Spaltbarkeit.

Der Feldspath ist meist schon stark zersetzt und getrübt, und zeigt in Folge davon bei gekreuzten Nicols Aggregatpolarisation.

Quarz ist stets nur in ganz geringer Menge zugegen.

Neben den vorwiegend unregelmässigen Körnchen des Titanites zeigen einzelne Kryställchen dieses Minerals deutlich die characteristische Weckenform.

Der Apatit erscheint immer in Gestalt unregelmässig begrenzter Körner.

Digitized by Google

Die ebenfalls regellos conturirten Titaneisenkörnchen sind in der Regel von einem Leucoxenrand umsäumt. Granat, der sonst zu den allgemein verbreiteten Gemengtheilen der anderweitigen Amphibolitvorkommnisse innerhalb der Glimmerschieferformation gehört, fehlt dem Globensteiner Gestein gänzlich.

Innerhalb des im Ganzen dunkel gefärbten Gemenges der eben aufgezählten Minerale machen sich vielfach schon makroskopisch lichter graulichgrün gefärbte Lagen oder mehr unregelmässig conturirte Partien bemerkbar, welche diese ihre vom Hauptgestein abweichende Farbe dadurch erhalten, dass an Stelle der Hornblende ein licht-grünlich gefärbter, salit- oder malakolithartiger Pyroxen an ihrer Zusammensetzung den Hauptantheil nimmt; ebenso treten da und dort im gewöhnlichen glimmerfreien Gestein Zwischenlagen auf, welche auf den Schichtflächen Biotit in grösserer oder geringerer Menge führen und durch ihren meist auch ziemlich hohen Feldspathgehalt bei gleichzeitigem Zurücktreten der Hornblende in Gneissglimmerschiefer und eigentlichen Gneiss übergehen.

Stellenweise, namentlich in der Nähe der unten zu erwähnenden Drusen, findet man den Feldspath auch wohl in reineren Partien, theils für sich allein, theils von derbem, verworren-stengeligem Pyroxen begleitet. An derartigen Punkten pflegt sich der Rutil besonders reichlich einzustellen und nimmt dabei öfters makroskopische Dimensionen an, indem seine langsäulenförmigen Krystalle und Individuen bis 18,5 mm. Länge erreichen. An den Enden abgebrochen, zeigen sie oft die Seitenflächen stark rinnenförmig vertieft und sind nicht selten mehrfach zerbrochen.

Das Gestein ist im Ganzen deutlich geschichtet, mit N. 5—10° O.-Streichen und ca. 40° südöstlichem Einfallen. Da im Bruch nur der Amphibolit selbst aufgeschlossen ist, so lassen sich dessen Verbandverhältnisse mit dem umgebenden Glimmerschiefer nicht direct beurtheilen. An einer Stelle wird der Amphibolit von einem Glimmerdioritgang durchsetzt. Das als Ganzes gleichmässig compacte Gestein ist ziemlich stark zerklüftet und führt ab und zu drusige Hohlräume von meist nur geringen Dimensionen, in welchen man mehrere Secretionsmineralien vorfindet, von denen im Folgenden die Rede sein soll. Wo diese Mineralien sich zu mehreren neben einander

Digitized by Google

gebildet haben, lässt sich stets eine bestimmte Reihenfolge ihrer Ausscheidung constatiren, derart, dass immer Epidot das älteste derselben darstellt, auf diesem als zweite Generation Prehnit aufgewachsen ist, während letzterer wieder einer dritten, aus Chabasit bestehenden Generation als Unterlage dient.

Der Epidot fand sich nie anders als direct auf dem Nebengestein aufgewachsen, wo er fehlt, wird seine Stelle von Prehnit eingenommen; Chabasit zeigte sich nur auf Prehnit aufsitzend und wurde überhaupt nur an einem einzigen der zahlreich gesammelten Stücke beobachtet.

Der Epidot bildet stark nach der Orthodiagonale ausgedehnte, daher lang-säulen-förmige, am einen Ende öfters frei ausgebildete, und dann vorwiegend durch die Flächen $\infty P\bar{\infty}$ begrenzte Krystalle, die in der Regel zu drusigen Aggregaten zusammengruppirt erscheinen. Wegen bereits begonnener Zersetzung ist ihre Farbe nur selten noch die ursprüngliche, pistaziengrüne, an deren Stelle ist vielmehr in der Regel eine bräunliche Färbung getreten.

Der Prehnit erscheint an allen Stücken wenigstens theilweise frei auskrystallisirt, und lassen sich dann die an den einzelnen Individuen auftretenden Flächen als folgende erkennen: ∞P . oP . $\infty P\bar{\infty}$. Während sich die beiden ersten Formen hinsichtlich ihrer Dimensionen bei den möglichst frei ausgebildeten Individuen ziemlich das Gleichgewicht halten, erscheint $\infty P\bar{\infty}$ stets nur als schmale Abstumpfung der stumpfen Kanten von ∞P. Bei vielfach wiederholter Aggregation der Individuen hingegen nehmen diese durch Vorwalten von oP einen tafelförmigen Habitus an.

Die Flächen erscheinen durchweg matt, ohne erkennbare Streifung. Anscheinend gekrümmte Flächen kommen dadurch zu stande, dass die gleichnamigen Begrenzungselemente einer grösseren Anzahl fast paralleler Individuen mehr oder weniger in eine Ebene zu liegen kommen. Die einzelnen Krystalle sind vielfach zu Aggregaten von radialblätteriger oder fächerförmiger Structur mit einander verbunden. Im Inneren sind sie in der Regel vollkommen farblos und glasglänzend, zeigen jedoch bisweilen einen Stich in's Grünliche.

Eine zur Controlle der mineralogischen Bestimmung von mir ausgeführte Analyse ergab folgende Zusammensetzung:

Digitized by Google

Kieselsäure	43,57
Thonerde	24,76
Eisenoxydul	Spur
Kalkerde	26,80
Wasser	4,59
	99,72

Chabasit. Wie bereits oben angegeben, finden sich auf einer der Prehnitstufen vereinzelte ca. 1,5 mm. messende Kryställchen von Chabasit dem erstgenannten Mineral aufgewachsen. Sie bilden einfache Rhomboëder (nach der früheren Auffassung) R, deren Flächen deutlich parallel den Mittelkanten gestreift sind und z. Th. eigenthümlich uneben parkettirt erscheinen. Sie sind vollkommen farblos und glasglänzend.

Zu einer quantitativen Analyse reichte das aus nur einigen wenigen Kryställchen bestehende Material nicht aus; dagegen ergaben sich die qualitativen Reactionen als mit der obigen specifischen Bezeichnung des Minerals vollkommen in Einklang stehend.

Bis jetzt war der Chabasit aus Sachsen nur aus den Blasenräumen einiger Basalte der Lausitz (Gegend von Stolpen und Hohenstein, Hutberg bei Herrnhut und Hochwald bei Zittau, Schanzberg bei Ober-Seifersdorf) und des Vogtlandes (Breitenfeld) bekannt[1], während man ihn ausserhalb des Königreichs ebenfalls vorherrschend als Secretionsmineral jüngerer und älterer Eruptivgesteine, sowie ausserdem auf den altpaläozoische Schichten durchsetzenden Erzgängen von Andreasberg, endlich als Neubildung in den Thermen von Plombière und Luxeuil beobachtet hatte. Das Globensteiner Chabasitvorkommen ist somit das erste, welches ein zweifelloses Secretionsproduct eines Gesteins der archäischen Schieferformation darstellt.

2. Das Prehnitvorkommen von Rittersgrün.

In geologischer Hinsicht dem Prehnitvorkommen von Globenstein sehr ähnlich ist ein zweites Auftreten dieses Minerals auf Klüften eines der unteren Phyllitformation eingeschalteten Amphibolites unweit der Böhmischen Mühle bei Ober-Rittersgrün.

Auch hier wird der Prehnit von einem Zeolith begleitet, welcher sich bei näherer Untersuchung als Laumontit erwies.

Der Amphibolit selbst, auf dessen Klüften die eben ge-

[1] Frenzel, Mineralog. Lexicon für das Königreich Sachsen, S. 59.

Digitized by Google

nannten beiden Minerale beobachtet wurden, weicht von demjenigen des Globensteiner Lagers im Ganzen nur wenig ab. Seine Hauptgemengtheile sind: Hornblende, Feldspath, Augit, als accessorisch gesellen sich ihnen noch Quarz, Titanit, Apatit und opake Erze bei.

Die im Präparat licht-grasgrün gefärbte Hornblende bildet wiederum büschelig-schilfige Aggregate.

Dem Feldspath fehlt eine deutliche Zwillingsstreifung durchweg; meist ist er schon stark zersetzt und getrübt.

Der Augit erscheint stets in regellos begrenzten, von unregelmässigen Sprüngen durchzogenen Körnern; man findet ihn ziemlich gleichmässig unter die übrigen Componenten vertheilt.

Die Rolle des Quarzes ist, wie beim Globensteiner Vorkommniss, eine durchaus nebensächliche. Auch hinsichtlich der morphologischen Verhältnisse des Apatites und Titanites stimmen beide Gesteine mit einander überein Die opaken Erzkörnchen scheinen grossentheils aus Titaneisen zu bestehen. Ein vielfach und unregelmässig sich wiederholender Wechsel feldspath- und biotitreicher Lagen mit solchen von der normalen Zusammensetzung ist wie bei Globenstein, so auch an vielen Stellen des Rittersgrüner Bruches zu bemerken. Local walten erstere vor letzteren sogar vor. Schichtung ist nur undeutlich ausgeprägt und in Folge zahlreicher Biegungen und Stauchungen stark veränderlich. Da und dort führt das Gestein grössere derbe Partien von Eisenkies, Kupferkies und besonders Magnetkies.

Die oben genannten Secretionsmineralien fanden sich auf einer Anzahl schmaler, meist unter 2 cm. weiter Klüfte, welche das Gestein, ohne Einhalten einer bestimmten Richtung, bald da bald dort durchziehen.

Prehnit ist stets das vorherrschende Ausfüllungsmaterial, ja bei nur wenige Millimeter betragender Kluftweite besteht letzteres sogar aus reinem, derbem, compactem Prehnit. Wo die Ausfüllung Unterbrechungen zeigt, finden sich jedoch ab und zu wenn auch nur ganz enge Drusenräume, in welchen nicht nur die Krystalle des Prehnites zu voller Entwicklung gelangt sind, sondern auch das zweite der oben genannten Minerale, nämlich der Laumontit als nächst jüngere Generation sich angesiedelt hat.

Digitized by Google

Während stellenweise seine Substanz noch die ursprüngliche Beschaffenheit an sich trägt, ist dieselbe an anderen Punkten in Folge eines Pseudomorphosirungsprocesses durch Quarz ersetzt worden.

Über die nähere Beschaffenheit dieser Kluftmineralien ist nun der Hauptsache nach Folgendes zu bemerken:

a. Prehnit. Da, wo die Krystalle des Prehnites frei entwickelt sind, treten an ihnen regelmässig folgende Flächen auf: oP . ∞P . ∞P∞ . ∞P$\breve{\infty}$, sowie mehrere Brachydomen des allgemeinen Zeichens mP$\breve{\infty}$, welche in der Regel nur als starke Streifung oder in oscillatorischem Wechsel mit ∞P$\breve{\infty}$ sich bemerkbar machen, daher zu einer näheren Parameterbestimmung nicht die genügenden Dimensionen zeigen.

Durch Vorherrschen von oP ist der Habitus der Krystalle stets ausgesprochen tafelförmig; an manchen Individuen fehlt ∞P$\breve{\infty}$ ganz, so dass dann die mP$\breve{\infty}$-Flächen an den Enden der Makrodiagonale von oben und unten in einer horizontalen Kante mit einander zusammenstossen.

Die Basisfläche ist deutlich parallel der Makrodiagonale gestreift und dadurch etwas uneben, die Prismenflächen sind glatt und glänzend, hier und da schwach gekrümmt. Die Krystalle sind vielfach zu Gruppen verbunden, welche wulst- und bouquetförmige, doppelt-kegelförmige oder fächerförmige Aggregate bilden. Eine parallel oP gerichtete Spaltbarkeit ist stets deutlich zu bemerken. Farbe sehr licht grünlichweiss, Glanz auf oP perlmutterartig, sonst starker Glasglanz, Durchsichtigkeit ziemlich vollkommen.

b. Laumontit. Wo der Prehnit von Laumontit begleitet wird, hat sich letzterer theils auf ersterem, theils direct auf dem die Kluftwände bildenden Nebengestein angesiedelt. Seine etwas über 1 mm. grossen Kryställchen zeigen durchweg die Combination ∞P, —P∞ und sind durch Vorherrschen der ersteren Gestalt von säulenförmigem Habitus. Sie erscheinen nur selten zum grösseren Theil frei ausgebildet; in der Regel findet man sie zu kleinen, körnig-blätterigen Aggregaten verbunden. Ihre Farbe ist licht röthlichweiss bis rein weiss. Während sie aussen matt sind, zeigen sie auf den Spaltungsflächen einen starken Perlmutterglanz. An solchen Stellen, wo zwischen den von beiden Seiten her angeschossenen Prehnitlagen Lücken

Digitized by Google

geblieben sind, wurden diese von den weissen, körnig-blätterigen Aggregaten des Laumontites oft so vollkommen erfüllt, dass die ganze Gangausfüllung dann aus einem mittleren Laumontittrümchen besteht, zwischen welchem und dem Nebengestein jederseits eine schmale Lage von Prehnit hindurchzieht, wodurch eine deutlich symmetrisch-lagenförmige Structur hervorgerufen wird. Bemerkenswerther Weise zeigt der Laumontit aber nur noch zum Theil die ihm zukommende substantielle Beschaffenheit, während er an anderen Stellen mehr oder weniger durch Quarz verdrängt ist, so dass dieser letztere deutliche Pseudomorphosen nach ersterem bildet. Dieselben zeigen oft noch mit ausgezeichneter Evidenz die ursprüngliche Aggregirungsweise des Laumontites, sie erscheinen in oft zolllangen, divergentstrahlig angeordneten Partien, die in jeder Hinsicht die morphologischen Verhältnisse des unveränderten Laumontites zur Schau tragen, sich bei näherer Prüfung aber als aus reiner Quarzsubstanz bestehend erweisen. In den die pseudomorphen Aggregate von einander trennenden Zwischenräumen hat sich ab und zu etwas kohlensaurer Kalk abgelagert, daher solche Stellen mit Salzsäure durchweg deutliches Aufbrausen zeigen. Der chemische Process der Pseudomorphosirung dürfte demnach dermassen verlaufen sein, dass aus dem ursprünglichen, wasserhaltigen Kalkthonerdesilicat die Thonerde wie der Kalk vollkommen in Lösung giengen, und an deren Stelle Kieselsäure trat, aus der entstandenen Lösung aber zunächst sich die Kalkerde in der Umgebung z. Th. wieder als Carbonat abschied. Für den ursprünglichen Laumontit, wie auch für den Prehnit können nur die kalk- und thonerdehaltigen Gemengtheile des Nebengesteins, also vorwiegend Feldspath, Hornblende und Augit das Material geliefert haben. Pseudomorphosen von Quarz nach Laumontit sind schon beschrieben worden von Blum[1] aus den Mandelsteinen von Neuschottland, sowie von Pumpelly[2] aus den Kupfererzlagerstätten am Lake superior. Ersteres Vorkommen scheint, der Beschreibung nach, mit dem unserigen grosse Ähnlichkeit zu besitzen.

Beiläufig sei hier noch erwähnt, dass neben den prehnitführenden Klüften und z. Th. in directer Fortsetzung dieser

[1] Blum, Pseudomorphosen, 1. Nachtrag S. 14.

[2] Dies. Jahrb. 1872, S. 539.

Digitized by Google

letzteren sich auch solche vorfinden, deren Ausfüllungsmaterial vorwiegend aus Feldspath mit wenig Flussspath besteht. Der licht-gelblichweiss gefärbte, meist schon etwas zersetzte, z. Th. mit deutlich erkennbarer Zwillingsstreifung versehene derbe, körnige Feldspath bildet dabei die Gangmitte, während die sehr schmalen Salbänder aus unregelmässig-körnigen Aggregaten von bald farblosem, bald blass-bläulichviolettem Flussspath bestehen. Im Feldspath finden sich sporadisch kleine, grossentheils in Brauneisenerz umgewandelte Würfelchen von Pyrit eingewachsen.

3. Anderweitige neue Vorkommnisse von Laumontit und Prehnit.

Hinsichtlich des Laumontites mag hier noch erwähnt werden, dass dieses Mineral noch in einem zweiten Amphibolitvorkommen von Section Johanngeorgenstadt, nämlich demjenigen des Bruches südlich Signal 769,3 bei Breitenbrunn (etwas südlich der Strasse von da nach dem Schützhaus) sich vorgefunden hat[1]. Es bildet hier anscheinend ziemlich reine, feinkörnig-blätterige derbe Partien, welche bis 5 mm. mächtige, der Schichtung conform verlaufende, sich linsenförmig verschmälernde Schmitze darstellen.

Wenn auch nicht deutlich krystallisirt, stimmt das Mineral doch in seinen übrigen Eigenschaften mit dem Laumontit überein.

Als dritter neuer Fundort des Prehnites innerhalb der weiteren Umgebung von Schwarzenberg ist endlich noch der Amphibolitbruch nahe dem unteren Ende von Beyerfeld namhaft zu machen, wo das Mineral nicht selten in bis 1 cm. starken radialfaserigen krustenförmigen Lagen die Kluftwände überkleidet. In ganz ähnlicher Form hat sich derselbe Zeolith kürzlich auf Bergkappe Fundgrube bei Schneeberg auf dem Türk Flachen Förstenbau über dem Mark Semmler Stolln vorgefunden (nach an Ort und Stelle in Einsicht genommenen, von Herrn Schichtmeister Graff gütigst vorgelegten Stücken). Die traubigen, licht-grünlichweiss gefärbten, radialfaserigen Aggregate des Minerals sind auf derbem Quarz aufgewachsen.

Schon von früher her kennt man Prehnit mit Eisenkies, auf Tautoklin sitzend, aus dem Schneeberger Bergrevier. (Vgl.

[1] Vergl. Section Johanngeorgenstadt der geologischen Specialkarte von Sachsen.

Digitized by Google

Frenzel, Mineralog. Lexicon für das Königreich Sachsen 1874, S. 240.)

4. Kieselzinkerz und Pseudomorphosen von Braunspath nach Kalkspath von Neue Silberhoffnung Fundgrube bei Gross-Pöhla.

Wie in den Erläuterungen zu Section Schwarzenberg der geologischen Specialkarte von Sachsen näher angegeben, findet sich dicht bei Gross-Pöhla, südöstlich von Schwarzenberg, dem dortigen hellen Glimmerschiefer ein erzführendes, von körnigem Kalkstein begleitetes Lager eingeschaltet, welches zur Zeit noch von der Marienhütte auf Magneteisen abgebaut wird. Dasselbe besteht in seiner liegenden Partie aus dem eigentlichen, hauptsächlich Magneteisen führenden Erzlager, während der hangende Theil des Lagers grösstentheils von einem dolomitischen Kalkstein gebildet wird.

Herrscht auf dem Erzlager das Magneteisen stellenweise auch stark vor, so nimmt neben demselben doch in der Regel theils ein licht-grünlich bis bläulichgrün gefärbter Pyroxen, theils ein kurz- und divergentfaseriger Strahlstein einen vorwiegenden Antheil. An anderen Stellen besteht das Lager aus einem bald lagenweise wechselnden, bald unregelmässig-feinkörnigen Gemenge von Strahlstein, Salit, kleinkörnigem Granat, Epidot, Chlorit u. s. w.

Von Erzen findet sich ausser Magneteisen sporadisch noch Kupferkies, Arsenikkies und Blende. Auf den das Lager durchsetzenden Klüften sind vielfach Zersetzungsproducte dieser verschiedenen Minerale zur Abscheidung gelangt, von welchen mehrere, wie Kalkspath, Schieferspath, Helvin, Greenockit etc. bereits seit längerer Zeit bekannt sind, und von denen auch die meisten auf den analog constituirten benachbarten Erzlagern der Schwarzenberger Gegend wieder erscheinen.

Nicht dasselbe lässt sich von einem hierhergehörigen Mineral behaupten, welches sich in geringer Menge an einem der Belegstücke fand und wegen seines ungewöhnlichen Aussehens sofort die Aufmerksamkeit auf sich zog. Eine nähere Untersuchung bestimmte dasselbe als Kieselzinkerz (Hemimorphit) und fügte dadurch der bisher aus Sachsen bekannten Reihe von Mineralen ein neues hinzu. Das einzige der Untersuchung zu Grunde liegende Belegstück stellt ein stark zer-

Digitized by Google

setztes, etwas Blende haltiges Pyroxengestein dar, dessen Klüfte mit dünnen, häutigen Anflügen von schwefel- bis pomeranzengelbem Greenockit überzogen sind, und auf denen an einer Stelle das eben erwähnte Mineral in kleinen Kryställchen aufgewachsen ist. Bei den geringen, meist nur ca. 1 mm. betragenden Dimensionen dieser letzteren gehört bereits eine ziemlich stark vergrössernde scharfe Lupe dazu, um die morphologischen Verhältnisse des Minerals angenähert zu erkennen. Es wurde daher eine Anzahl Krystalle von der Unterlage abgelöst, in Canadabalsam eingeschlossen und bei 70facher Vergrösserung unter dem Mikroskop näher untersucht. Soweit sich mit dem eben genannten Hülfsmittel feststellen liess, nehmen folgende Flächen am Aufbau der Krystalle theil: $\infty P\breve{\infty}$. $P\breve{\infty}$. $3P\breve{\infty}$. oP.

Die Krystalle sind durch Vorherrschen von $\infty P\breve{\infty}$ stets dünntafelförmig und nur am oberen Ende frei entwickelt, während sie regelmässig unten abgebrochen sind. Die ∞P-Flächen sind nur äusserst schmal ausgebildet.

Ganz wie bei dem bekannten Vorkommen vom Altenberg bei Aachen vereinigen sich die dichtgedrängten Krystalle zu keilförmigen und fächerförmigen Gruppen, welche selbst wieder aus in einander greifenden fächerförmigen Aggregaten zusammengesetzt sind und in dieser Form als dünne Drusenhaut direct auf dem zersetzten Lagergestein aufsitzen.

Um die obige Deutung des Minerals noch weiter zu bestätigen, wurde bei dem nur sehr wenig umfangreichen Material wenigstens das qualitative Verhalten näher geprüft und vollkommen mit den Eigenschaften des Hemimorphites übereinstimmend gefunden.

Ein zweiter interessanter Fund wurde im Jahr 1883 auf derselben Grube in der Nähe des Maschinenschachtes bei 46 m. saigerer Teufe auf einer frisch angeschossenen Druse im körnigen Kalkstein gemacht. Es kamen auf dieser sehr schöne Pseudomorphosen von Braunspath nach Kalkspath zum Vorschein. Jede einzelne derselben zeigt im Ganzen die Gestalt eines spitzen Skalenoëders, das aus lauter gleich orientirten Rhomboëderchen von Braunspath aufgebaut ist. Beim Durchschlagen erweist sich die Pseudomorphose aus einer 4—6 mm. starken compacten Hülle bestehend, die eine durch-

Digitized by Google

aus einheitliche Spaltbarkeit besitzt. Der innere Hohlraum wird von zahlreichen, z. Th. unter sich parallelen, dünnen Wänden durchsetzt, welche wiederum einheitlich und parallel der äusseren Schale spalten, und ebenso auf der Oberfläche mit zahlreichen, dichtgedrängten Rhomboëderchen besetzt sind. Auf der Aussenseite der Pseudomorphosen sitzen sporadisch 1—1,5 mm. grosse, blass-bläulichviolette Würfelchen von Flussspath, ferner äusserlich etwas zersetzte und in Folge davon nicht mehr scharf ebenflächig begrenzte Krystalle von Kupferkies, z. Th. von 5—6 mm. Länge. $\frac{P}{2}$ und $-\frac{P}{2}$ sind die vorherrschenden, an ihnen zu bemerkenden Flächen. Auch auf den die zelligen Hohlräume im Inneren auskleidenden Braunspathrhomboëderchen erscheinen theils kleine Kupferkieskryställchen, theils farblose Quarzdihexaëder aufgewachsen. Die Länge der symmetrischen Diagonalen der ursprünglichen Kalkspathskalenoëder beträgt an einzelnen Exemplaren über 7 cm. Stets sind die Pseudomorphosen auf einem bläulichgrauen krystallisirten Quarz aufgewachsen, welcher sich direct über dem Kalkstein in dünnen Drusen ausgeschieden hat.

Eine chemische Analyse der die Pseudomorphosen zusammensetzenden Braunspathsubstanz ergab folgendes Resultat:

Kohlens. Eisenoxydul	3,25
Kohlens. Manganoxydul	1,43
Kohlens. Kalk	55,53
Kohlens. Magnesia	41,38
	101,59

5. Das Martitvorkommen von Rother Adler Fdgr. bei Rittersgrün.

Zu den schon seit langer Zeit bekannten, auf den erzführenden Lagern der Schwarzenberger Gegend vorkommenden Pseudomorphosen gehören die schönen Martite der Grube Rother Adler bei Rittersgrün.

Da über die Deutung des Martites sich immer noch zwei Ansichten gegenüberstehen, nach deren einer derselbe in der That Pseudomorphosen von Rotheisenerz nach Magneteisen darstellt, nach deren anderer es sich aber um eine reguläre Form des Eisensesquioxydes handelt, so erschien es nicht überflüssig, das bis jetzt ohnediess überall nur kurz erwähnte Rittersgrüner Vorkommen einer specielleren Untersuchung zu

Digitized by Google

unterwerfen, zumal in neuerer Zeit wiederholt vorzüglich schöne Stücke auf der Grube vorgekommen sind.

Um zunächst die morphologischen Verhältnisse des Martites näher zu erörtern, so zeigt derselbe bis gegen 1 cm. grosse, meist jedoch kleinere, vorwiegend rein dodekaëdrische Formen, sehr selten treten als Abstumpfung der trigonalen Ecken ganz kleine, stark glänzende Octaëderflächen hinzu oder es erscheinen die tetragonalen Ecken durch kleine, etwas rauhe und matte Flächen des Hexaëders abgestumpft. Ganz vereinzelt finden sich an diesen Ecken sogar Andeutungen der Flächen eines Pyramidenwürfels ∞On. Bald sind die Flächen der Hauptform stark glänzend, bald matt und in ersterem Falle öfters deutlich und stark parallel den längeren Diagonalen gestreift, in letzterem bisweilen mit einer dünnen Haut von Eisenrahm überflogen. Theilweise nimmt man eine deutliche Krümmung an ihnen wahr.

Beim Durchschlagen zeigt das Innere bald ein vollkommen compactes, bald ein feinschuppig-poröses Gefüge; in letzterem Falle erkennt man deutlich, dass dieses durch lose Aggregation feinster, das Innere unvollkommen erfüllender Eisenglanzblättchen hervorgerufen wird.

Die vorwiegend nur 1—2 mm. grossen, mit stark gestreiften Begrenzungsflächen verwachsenen Martitkörner sind zu derben Aggregaten verbunden, welche oft grössere Partien des Lagers für sich allein zusammensetzen. Anderen Theilen dieses letzteren ist hingegen öfters noch etwas Quarz beigemengt, welcher mit dem Martit derartig verwachsen ist, dass dieser seine Streifung auf ihm deutlich abgedrückt hat. Dieser Quarz ist desshalb unzweifelhaft jünger als der Martit resp. als das zur Bildung des Martites Anlass gebende Ursprungsmineral.

Von dem ursprünglichen Lagergestein ist an den derben Körner- und Krystallaggregaten des Martites in der Regel sehr wenig mehr zu sehen, einzelne Lagen führen indess öfters ein feinschuppiges, chloritisches, ganz mit Eisenrahm imprägnirtes Zersetzungsproduct, welches offenbar einem ursprünglich an der Zusammensetzung des Lagers betheiligten Augit- oder Hornblendemineral seine Entstehung verdankt.

Von dem Magnet wird der Rittersgrüner Martit merkbar angezogen.

Digitized by Google

Der daraus etwa zu ziehende Schluss, dass den Krystallen vielleicht geringe Mengen von Magneteisen beigemengt seien, stellte sich jedoch als nicht gerechtfertigt heraus. Nachdem nämlich etwas über 1 gr. möglichst reiner Martitsubstanz im geschlossenen Rohr mit Schwefelsäure aufgeschlossen worden war, wurde ein etwa in Lösung gegangener Gehalt an Eisenoxydul auf titrimetrischem Wege mittelst Chamäleonlösung zu bestimmen gesucht.

Es stellte sich heraus, dass die letztgenannte Oxydationsstufe des Eisens nicht nachweisbar ist, dass vielmehr alles Eisen als Sesquioxyd vorhanden sein muss. Zu demselben Schluss führte eine directe Bestimmung des gesammten Eisengehaltes durch Füllen der oxydirten Lösung mit Ammon. Das geringe Unlösliche ergab mit dem Eisenniederschlag als wasserfreies Oxyd gewogen, fast genau 100 % der angewandten Probe, während bei einem irgendwie in Betracht kommenden Eisenoxydulgehalt mehr als 100 % hätten resultiren müssen.

Wenn somit in chemischer Hinsicht kein Grund vorliegt, den Martit als eine Pseudomorphose von Hämatit nach Magnetit zu deuten, so weisen umsomehr die äusseren morphologischen Verhältnisse und die innere Beschaffenheit der Krystalle auf diese Art der Entstehung hin. Martit und Magnetit gehören demselben Krystallsystem an, beide besitzen tesseralholoëdrische Krystallformen, die auf den benachbarten Erzlagern z. Th. ebenfalls in vorzüglichen Krystallen sich vorfindenden Magnetite zeigen dieselbe dodekaëdrische Hauptform, auch an ihnen finden sich ab und zu die an ∞O des Martites untergeordnet auftretenden Flächen. Ganz besonders stimmen beide auch in der Art und Weise der Streifung und sonstigen physikalischen Beschaffenheit der Flächen auf das vollkommenste mit einander überein. Endlich lässt sich nachweisen, dass das schuppig-poröse, das Innere vieler Martite bildende Substrat wirklich schuppigen Eisenglanz darstellt, also mit der bekannten, hexagonal rhomboëdrischen Form des Eisensesquioxydes zu identificiren ist. Dass neben dieser eine reguläre Form des Eisenoxydes, deren Existenz man zur Erklärung der morphologischen Verhältnisse des Martites annehmen zu müssen glaubte, keineswegs mit Wahrscheinlichkeit vorauszusetzen ist, folgt schon aus der

Digitized by Google

Thatsache, dass sämmtliche, mit dem hexagonalen Eisenoxyd isomorphen und chemisch gleich constituirten natürlich vorkommenden und künstlich dargestellten Sesquioxyde ebenfalls lediglich in der hexagonalen Form bekannt sind, während eine reguläre Modification derselben bis jetzt noch niemals beobachtet worden ist.

Weisen schon diese, auf den Martit als solchen sich beziehenden Verhältnisse auf dessen pseudomorphe Entstehung aus ursprünglichem Magneteisen hin, so spricht dafür in wenn möglich noch höherem Grade die ganze Art und Weise des Auftretens.

Die Martite von Rittersgrün brechen auf einem der Glimmerschieferformation eingeschalteten erzführenden Lager, wie solche in der näheren und weiteren Umgebung von Rittersgrün sich in grosser Anzahl wiederholen. Alle diese Lager bestehen aus einer Combination verschiedener Silicate und Erzmineralien, von welch' ersteren stets ein Vertreter der Pyroxen- oder Hornblendegruppe die Hauptrolle spielt, während unter den Erzen bald Blende, bald Magneteisen, bald verschiedene Kiese vorwalten, die hier und da auch noch von einigen selteneren Schwermetallverbindungen, wie Zinnstein, Wolframit etc. begleitet werden.

Zu diesen vorwiegend Magneteisen führenden Lagern, wie sie z. B. auf der oben erwähnten Grube Neue Silberhoffnung bei Pöhla, ferner auf der Grube St. Christoph bei Breitenbrunn in ihrer typischen Entwicklung zu finden sind, steht das Lager von Rother Adler in allernächster Beziehung. Die Übereinstimmung in den ganzen Verhältnissen da und dort ist eine so grosse, dass der ganze Unterschied in der jetzigen Beschaffenheit des Erzminerals besteht.

Während beim Neue Silberhoffnunger, St. Christopher und den sich diesen anreihenden Lagern das Magneteisen noch unverändert als solches vorhanden ist, hat dasselbe auf dem Rothe Adler Lager unter intacter Beibehaltung seiner morphologischen Verhältnisse eine totale Umwandlung in Rotheisenerz erfahren.

Ein derartiger Pseudomorphosirungsprocess hat sich übrigens nicht auf das in Rede stehende Lager von Rittersgrün beschränkt, er wiederholt sich vielmehr bei zahlreichen anderen

Digitized by Google

gleichartigen Lagerstätten des Erzgebirges, nur mit dem Unterschied, dass dort der Magnetit ursprünglich nicht deutlich krystallisirt war, von seiner characteristischen Krystallform an den Pseudomorphosen daher auch nichts mehr zu sehen, vielmehr an Stelle eines ursprünglichen derben Magnetites ein derber Hämatit getreten ist. Vergl. Erläuterungen zu Section Kupferberg der geolog. Specialkarte von Sachsen, S. 33 etc.

6. Das Eisenmohrvorkommen von Vereinigte Hoffnung Fdgr. bei Johanngeorgenstadt.

Wie auf dem Rothe Adler Lager und den anderen zuletzt genannten Lagerstätten das Magneteisen durch höhere Oxydation unter Beibehaltung seiner Form in Martit übergegangen ist, so hat anderwärts der entgegengesetzte Process stattgefunden und ist durch Reduction aus dem Rotheisenerz Magneteisen geworden. Ein solcher Vorgang wird sich wieder da besonders deutlich manifestiren, wo trotz der Sauerstoffentziehung die ursprüngliche Form des Eisenoxydes erhalten geblieben ist, wo mit anderen Worten eigentliche Pseudomorphosen von Magneteisen nach Hämatit vorliegen. Derartige Beispiele sind in der That von verschiedenen Orten bekannt und kann der Zahl dieser Vorkommnisse ein neues hinzugefügt werden, welches gleichfalls der mehrfach erwähnten Gegend von Schwarzenberg und Johanngeorgenstadt angehört.

Bei im November 1883 vorgenommener Neubelegung der Grube Vereinigte Hoffnung am Silberberg unweit Oberjugel wurden auf dem Hülfe Gottes Stolln, in dem 98,4 m. vom Mundloch befindlichen Gesenke, 18 m. unter Stollnsohle, dem Hülfe Gottes Gang entstammende Stücke eines vorwiegend aus einem dunkeln Erzmineral bestehenden, jedoch noch reichlich Quarz führenden Gemenges zu Tage gefördert, in welchem sich ausserdem etwas schwarzer Turmalin, sowie unregelmässig zerstreute Blättchen eines dunkelgrünen, stark pleochroitischen Glimmers, endlich ganz sporadische Körnchen von Kupferkies und Eisenkies erkennen liessen. Neben diesen Componenten machen sich grössere, dünne, vorwiegend unregelmässig conturirte, ausnahmsweise jedoch auch ziemlich scharf hexagonal umgrenzte ebene, stark glänzende Schuppen oder Aggregate solcher bemerkbar, die sich durch ihren starken Magnetismus,

Digitized by Google

wie ihre übrigen Eigenschaften der Substanz nach als Magneteisen zu erkennen geben.

In der Art und Weise ihrer Aggregation stimmen sie jedoch vollkommen mit dem Eisenglanz überein, ja einzelne derselben haben sich, wie bereits angegeben, die hexagonale Umgrenzung des Hämatites mit voller Deutlichkeit bewahrt. Sie können daher nur als Pseudomorphosen nach einem tafelförmigen, vorwiegend nach oP ausgedehnten Hämatit gedeutet werden. Auch das oben erwähnte, dichte, dunkle Erzmineral stimmt seinem Verhalten nach mit den grösseren Schuppen überein und ist daher mit dem Eisenmohr zu identificiren, mit welchem Namen man dieses nach feinvertheiltem Hämatit pseudomorphe Magneteisen gewöhnlich bezeichnet.

Das eben beschriebene Vorkommen reiht sich einem bereits von Breithaupt kurz erwähnten ähnlichen Fund auf der benachbarten Grube Gewerken Hoffnung bei Johanngeorgenstadt an. Ähnliche, ebenfalls zuerst von Breithaupt angeführte Pseudomorphosen kennt man vom Frauenberg bei Ehrenfriedersdorf.

K. sächsische geologische Landesanstalt zu Leipzig, Mai 1885.

(Fortsetzung folgt.)

Digitized by Google

Geologische Reisenotizen aus Ecuador.

Ein Beitrag zur Kenntniss der typischen Andesitgesteine

von

Joseph Siemiradzki in Warschau

nebst einer geologischen Übersichtskarte von SW. Ecuador.

Mit Tafel VII.

Einleitung.

Das Material zur vorliegenden Arbeit, welches ich im Laufe der Jahre 1882—83 auf meiner Reise nach Ecuador zu sammeln Gelegenheit fand, reicht leider nicht aus, um eine allgemeine geognostische Übersicht dieses Staates geben zu können. Durch politische Unruhen des Landes in meinen Bewegungen gehindert, ohne jegliche Unterstützung Seitens der misstrauischen localen Autoritäten, welche in mir und meinem Reisegefährten, dem Ornithologen Stolzmann, stets Emissäre der Gegenpartei zu sehen glaubten, auf meine eigenen Kräfte und Mittel angewiesen, bin ich nicht im Stande gewesen die vorgenommene Reise nach einem gewissen Plan auszuführen, musste mich vielmehr auf die möglichst genaue geologische Untersuchung derjenigen Localitäten, wohin mich das Fatum brachte, beschränken. Die dem Geologen ein reichliches Feld zur Beobachtung darbietende waldfreie Alpenregion der Cordillere wurde mir erst kurz vor meiner Abreise nach Europa zugänglich; acht Monate dagegen verbrachte ich im Urwalde, woselbst beim vollkommenen Mangel an Wegen der Zutritt zu den recht spärlichen natürlichen Entblössungen der die Cordillere zusammensetzenden Gesteine ausserordent-

Digitized by Google

lich schwer und mühsam wird. Obiges mag die Mangelhaftigkeit nachstehender Arbeit erklären, die wohl nur den Werth geologischer Reisenotizen besitzt. Es wird dementsprechend im Nachstehenden die Betrachtung der geognostischen Verhältnisse Ecuadors in drei Abtheilungen zerfallen: 1) die Küstenregion, von Guayaquil bis zum obersten Kamme der Westcordillere; 2) die vulkanischen Gesteine der Umgegend von Alausi und deren Zersetzungsprodukte durch Solfataren; das Hochplateau zwischen Alausi und Riobamba; 3) der Tungurhaghua.

Die Küste.

Dem Reisenden, welcher im Hafen von Guayaquil den Boden von Ecuador betritt, stellt sich die Pacifische Küstenregion als eine vollkommen flache Niederung dar. Nur dicht neben der Stadt fängt ein schmaler und niedriger Hügelzug (Cordillera de Chongon und Colonche) an, welcher vom rechten Ufer des Guayas sich erhebend in NW.-Richtung verläuft um die Meeresküste bei der Insel Salanga in der Provinz Manabi zu erreichen. Bei klarem, trockenem Wetter erblickt man die Gipfel der etwa 70 Kilometer entfernten Westcordillere, mit der darüber in NO.-Richtung herrschenden Schneekuppe des Andenkönigs Chimborazo.

Von der Küste des Stillen Oceans bis zum Fusse der Anden besteht die tischglatte Ebene der Provinzen del Guayas und de los Rios aus Alluvionen von aschgrauem, salzigem Rhizophorenschlamm, welcher noch heutzutage in den unzähligen Deltas und Kanälen an der Mündung des Rio Guayas aus dem durch Rhizophorenwurzeln angehaltenen Schwemmmaterial fortdauernd gebildet wird. — Der Hügelzug Cordillera de Chongon besteht, ebenso wie die kleinen Hügel der Insel Puná aus schwarzgrauen, verkieselten Mergelschiefern, welche unter 30 % nach W. fallen und nach Dr. Theodor Wolf cretaceische Inoceramen in der nächsten Umgebung von Guayaquil enthalten. Im Pflaster von Guayaquil kann man häufig diese Versteinerungen von zum Theil bedeutenden Dimensionen sehen. Die cretaceischen Schichten, welche das Küstengebirge zusammensetzen, unterteufen die ganze Küstenregion, um später, mit mächtigen Sandsteinbänken wechsel-

Digitized by Google

lagernd, die Hauptrolle beim Aufbaue der westlichen Andeskette zu spielen[1].

Begeben wir uns von Guayaquil nach O., so beginnt erst in der Entfernung von 25 Kilometer beim Städtchen Yaguachi der Boden kaum merklich sich zu erheben. Dicht am Fusse der Westcordillere erreichen wir den Kamm eines zweiten cretaceischen Höhenzuges, welcher dem rechten Ufer des Rio Chimbo entlang verläuft. Die Höhe von 1500′ über dem Meeresspiegel erreichend, verfliesst dieser Höhenzug nach W. unmerklich mit der Küstenebene, nach O. dagegen fällt er beinahe senkrecht ab. Das Fallen der Schichten ist ebenso wie bei Guayaquil ein Westliches.

Der reissende Gebirgsstrom Rio Chimbo schneidet den soeben erwähnten Wall an der Eisenbahnstation Puente de Chimbo, indem er unter einem rechten Winkel seine Richtung aus S. nach W. verändert. Der Fluss hat sein Bett tief in die dunkelbraunen mergeligen Schiefer eingeschnitten und das breite Flussthal unterhalb Puente de Chimbo mit riesigen, dem Massive des Chimborazo entrissenen Andesitblöcken erfüllt.

Am linken Ufer des Flusses sind die im Flussbette entblössten Schiefer von 50—100′ mächtigem diluvialem Grus und Conglomeraten bedeckt, welche 6000′ Höhe über dem Meeresspiegel weiter im Gebirge erreichen. Man sieht die weichen, braunen Mergelschiefer — stets steil nach W. fallend — unter den Conglomeraten, die, ebenso wie in den nördlichen Provinzen der Republik goldführend sein sollen, mehrorts entblösst: so nämlich an den Flüsschen Mayahuan und Yuracyacu (Agua blanca) 2 Kilometer von deren Mündung, ferner in 3500′ Höhe am Ufer des Rio Limon in der Hacienda Pedregal am Wege von Puente de Chimbo nach Pallatanga.

Eine Stunde östlich vom Chimbothale fängt erst die Westcordillere auf einmal terrassenförmig steil emporzusteigen an. Die zahlreichen Verzweigungen der Andeskette lassen bedeutende Störungen in der Lage der sie zusammensetzenden Schichten erkennen.

[1] Vergl. die Einleitung von Reiss zu Branco's: Über eine fossile Säugethierfauna von Punin. Dames u. Kayser, Paläontologische Abhandlungen. I. 2. 1883.

Digitized by Google

Von 6000' Höhe an treten eigenthümliche, steil aufgerichtete schieferige Gesteine zu Tage, die sich aber in einem Zustande weit vorgeschrittener Zersetzung befinden, so dass man auf ihre Natur, resp. Zusammengehörigkeit mit den etwas südlicher, in der Provinz Cuenca (del Azuay) auftretenden porphyrischen Gesteinen gar nichts schliessen kann. Die Gesteine sind schieferig, offenbar krystallinisch, doch so stark verwittert, dass man nur eine bröckelig thonige Masse von gelblicher Färbung oder auch einen hellockergelben feinen Thon (die tierra amarilla oder auch greda der Einwohner) vor sich hat. Die alteruptiven Gesteine der angrenzenden Provinz Azuay geben ähnliche Zersetzungsproducte[1], doch lässt sich beim Mangel an frischem Material nichts Definitives darüber sagen.

Nach wenigen Stunden eines schwierigen Weges erreichen wir den höchsten Punkt der Westcordillere an dieser Stelle, den Cerro de Margarita (11 000'), welcher von der Ostseite einen senkrechten Abgrund darbietet und dadurch die Grenze zwischen den Schiefern der Westcordillere und dem vulkanischen Gebiete der Umgegend von Alausi andeutet. Diese Grenzlinie verläuft nach SW. längs des Gebirgswalles San-Nicolas über Linje bis zum Thale des Rio Chanchan; ihr weiterer Verlauf wird durch den Kamm der Westcordillere angedeutet.

Wir haben gesehen, dass die Schiefer der Küstenregion von Ecuador auf unserem Wege von Guayaquil nach O. dreimal senkrechte Abstürze uns darbieten, welche ebenso vielen Eruptionsspalten entsprechen. Wir haben demnach auch eruptive Gesteine in diesem Gebiete zu erwarten.

Die vulkanischen Gesteine der Ecuadorianischen Küste sind von zweierlei Art: einerseits quartäre und zwar postdiluviale Laven und Tufflager, welchen wir im Thale des Chimbo (San Pablo) und nach Wolf ebenfalls im Thale des Rio Esmeraldas im Norden der Republik[2] begegnen, andererseits diabasähnliche Gesteine cretaceischen Alters, welche

[1] Viajes cientificos por la Republica del Ecuador, publicados por orden del Supremo Gobierno. Por el Dr. Teodoro Wolf. Guayaquil 1879. I (Loja) S. 34 u. II (Azuay) S. 67.

[2] Wolf op. cit. III (Esmeraldas) S. 83.

Digitized by Google

in vereinzelten Kuppen und Stöcken an der flachen Küste ebenso wie im Gebirge zerstreut liegen. — Wir fangen mit den älteren Gesteinen an. Vulkanische Gesteine cretaceischen Alters sind in den Anden, besonders aber an der Ecuadorianischen und Peruanischen Küste weit verbreitet, haben aber bisher die Aufmerksamkeit der Geologen nicht auf sich gelenkt. Man erwähnt sie theils als „Grünsteine", theils als Basalte, theils als „gefleckte Porphyre" (porfidos abigarrados), ohne weitere Rücksicht auf ihr geologisches Alter zu nehmen[1]. Reiss sagt in der oben citirten Einleitung zur Abhandlung von Branco einfach, dass Grünsteine die wahrscheinlich cretaceischen schwarzen Schiefer und Sandsteine der Westcordillere durchsetzen. Wolf findet im diluvialen Grus von Esmeraldas lose Blöcke von „Diorit" und „Diabas", welche aus demselben cretaceischen Gebirge stammen. In der flachen Ebene südlich von Guayaquil erhebt sich ein kegelförmiger Berg, der Cimalon, welcher aus „Diorit" nach Wolf bestehen soll. In der Provinz Manabi befindet sich nach einer mündlichen Mittheilung von Dr. Wolf eine Gruppe echter Vulkane, mit Tuffen und Lavadecken, welche aus einem dioritähnlichen Gesteine bestehen und zur Kreideperiode gehören. In der Sammlung des Herrn C. Jelski in Krakau habe ich ebenfalls ein eigenthümliches, grünsteinartiges Gestein gesehen, welches aus einer isolirten Kuppe an der Küste Peru's genommen worden ist. Pflücker und Rico[2] geben aus der Umgegend von Morococha, also mitten in cretaceischen und z. Th. jurassischen Schichten — Propylite an.

Es fehlen mir leider Handstücke dieser problematischen Gebirgsarten — aus meiner Sammlung gehört nur ein einziges, aber recht charakteristisches Vorkommniss hierher. Es ist dies das grünlichschwarze, schwere und äusserst zähe Gestein, welches am Wasserfalle Agua clara an der Ecuadorianischen

---

[1] Neulich hat Steinmann (dies. Jahrb. 1884. I. 198) zur Genüge bewiesen, dass die am Aufbaue der Chilenischen Cordillere eine so grosse Rolle spielenden Porphyre sämmtlich mesolithischen Alters sind, und mit sedimentären Schichten vom Lias bis zum Neocom wechsellagern.

[2] Pflücker y Rico, Apuntes sobre el distrito mineral de Yauli. (Anales de la Escuela de construcciones civiles y de Minas del Peru. B. III. Lima 1883.) Auszug in dies. Jahrb. 1885. I. 50.

Digitized by Google

Eisenbahn, unweit der Station Puente de Chimbo die cretaceischen Mergelschiefer durchbricht.

Das porphyrische Gestein, spec. Gew. = 2,981, ist von mittlerer Korngrösse, erinnert äusserlich an paläolithische Olivindiabase, und wäre daher als Melaphyr im Sinne Rosenbusch's zu deuten, spräche sein jüngeres Alter und die etwas abweichende chemische Zusammensetzung, vor allem aber der eigenthümliche, allen mesolithischen Eruptivgesteinen gemeinsame Habitus nicht dagegen. Es besitzt zum Theil die Eigenschaften der alteruptiven Diabase zum Theil diejenigen vieler Basalte, und ist daher zu den Mesobasalten Lagorio's zu rechnen.

I. Bauschanalyse des Gesteins			Ia. Feldspath.		
SiO_2	=	49,58	SiO_2	=	60,21 (aus d. Verlust)
Al_2O_3	=	19,16	Al_2O_3	=	16,71
Fe_2O_3 (FeO)	=	14,61	Fe_2O_3	=	10,35
			CaO	=	8,87
CaO	=	9,10	MgO	=	2,05
MgO	=	3,94	Na_2O	=	0,33
Na_2O K_2O	=	1,08	H_2O	=	1,48
H_2O	=	2,87			

Mit blossem Auge erkennt man im Handstücke porphyrisch ausgeschiedenen, grünlichen Feldspath, schwarze Grundmasse, Nester von Olivin und weissliche Serpentinadern.

Der Feldspath erscheint unter dem Mikroskope trübe, wie die dioritischen Plagioklase, voll fremder Einschlüsse, worunter man dunkelfarbige Glastropfen, Chlorit, Magnetit und Olivin erkennen kann. Die polysynthetische Zusammensetzung der dicktafelartigen Feldspathindividuen ist sehr deutlich an deren zackigen Krystallumrissen sichtbar, dagegen ist die Streifung im polarisirten Lichte schwach. Auffallenderweise ist die Auslöschungsschiefe auf M eine sehr geringe (1—1,5 %), was bei ausschliesslich optischer Untersuchung des Präparates auf Oligoklas schliessen liesse. — Doch spricht die leichte Zerlegbarkeit des Feldspaths durch Salzsäure sowie die sehr geringe Natronmenge für einen unreinen Anor-

[1] Lagorio, Vergleichend petrographische Studien über die massigen Gesteine der Krym. Dorpat. Inaug.-Diss. 1880. S. 53.

Digitized by Google

thit. Der hohe SiO_2-Gehalt würde sich durch den Reichthum an Glaseinschlüssen erklären lassen.

Von den Pyrogeniten ist sowohl Augit als Hornblende vorhanden. Der Pyroxen gehört zwei verschiedenen Species an: einige Krystalle sind hellgrasgrün, einschlussfrei, zum Verwechseln dem Smaragdit der Gabbrogesteine ähnlich, — andere dagegen tragen, ebenso wie die prismatischen Hornblendekrystalle alle Charaktere der andesitischen Pyrogenite an sich.

Der Olivin findet sich in der Form grösserer Einsprenglinge von 3—15 mm Durchmesser und zeichnet sich, trotz der begonnenen Zersetzung des Gesteins, welche durch den hohen Wassergehalt und die Gegenwart von Chlorit in der Grundmasse bewiesen wird — durch ungewöhnliche Frische aus. Er führt keinerlei fremde Einschlüsse und ebensowenig Zersetzungsprodukte.

Der grünlichweise dünnfaserige Serpentin durchsetzt das Gestein in schmalen Adern.

Die reichlich vorhandene schwarze Grundmasse besteht aus einem braunen Glase, wasserhellen, ungestreiften Plagioklasnädelchen, und ungemein reichlich vertheilten, gestrickt angeordneten Magnetitkrystallen. Sie gleicht vollkommen der Grundmasse der Basalte von Stahlberg und Itterberg in Hessen, sowie derjenigen einiger schwedischer Basalte. Der niedrige SiO_2-Gehalt und der ungewöhnliche Reichthum an Eisenoxyden unterscheidet das Gestein von Agua clara von den paläolithischen Melaphyren, während der saussuritartige Feldspath eine Verwandtschaft mit denselben aufweist. Am nächsten steht demselben das von Lagorio analysirte Gestein aus dem Thale der Alma in der Krym[1].

Am linken Ufer des Rio Chimbo, 2 Stunden oberhalb der Brücke und Eisenbahnstation, in der Nähe der Hacienda San Pablo erhebt sich am Wege ein grünlichgrauer Fels, welcher aus einem eigenthümlichen, breccienartigen, in steil aufgerichtete, dicke Platten zerfallenden Gesteine besteht. Man erkennt im Handstücke neben einer grünlichgrauen, dichten Grundmasse zahlreiche eckige oder abgerundete Bruch-

[1] Lagorio op. cit. S. 53.

Digitized by Google

stücke verschiedener vulkanischer Gesteine, von 2—15 mm im Durchmesser. Die Gesteinsfragmente sind sämmtlich an den Rändern zu einer hornsteinartigen Masse umgeschmolzen. Unter dem Mikroskope erscheint die Grundmasse als ein mikroskopisch grobkörniges Gemenge von Feldspathmikrolithen und einem hellgrünen, chloritischen Mineral, welches in unregelmässigen Putzen und Lappen das ganze Gestein durchsetzt. Die Feldspathmikrolithe, welche die Hauptmasse des Magmas bilden, zeigen eine schöne Fluidalstructur um die porphyrisch eingebetteten Fragmente verschiedenartiger andesitischer Laven, unter denen sowohl porphyrische als glasige, krystalline und bimsteinartige, schwarze und weisse Abänderungen nebeneinander vorkommen. Auffallender Weise fehlt Augit überall; dagegen tritt stets ein grünes chloritisches Mineral auf. — Die chemische Analyse des Gesteins ergiebt:

	II.
SiO_2	= 53,64
Al_2O_3	= 15,04
FeO	= 11,00
CaO	= 8,28
MgO	= 2,98
Na_2O, K_2O	= 4,81
H_2O	= 4,25
Spec. Gew.	= 2,732.

Ähnliche Trümmergesteine beschreibt Lagorio vom Gipfel des Kasbek und Ararat[1] und Gümbel vom Illinisa in Ecuador[2].

Alausi.

Die vulkanische interandine Region des Hochplateaus von Quito nimmt das ganze Areal zwischen den zwei Cordilleren von Ecuador ein, und reicht südlich nach Wolf[3] bis zum Rio Leon, d. h. bis zur Grenze der Provinzen Azuay und Loja (3° 30′ S. Br.) hin, — nördlich aber weit

[1] Lagorio, Die Andesite des Kaukasus. Inaug.-Diss. Dorpat 1878. S. 36.

[2] Gümbel, Nachträge zu den Mittheilungen über die Wassersteine (Enhydros) von Uruguay und über einige süd- und mittelamerikanische sog. Andesite. Sitzb. d. mathem.-physik. Classe d. k. b. Akad. d. Wiss. in München. 1881. H. III. S. 354.

[3] Wolf op. cit. II (Azuay). S. 14.

Digitized by Google

hinaus über die Grenzen der Ecuadorianischen Republik. Sie wird aus lichtgrauen bis schwarzen Andesiten, andesitischen Tuffen sowie deren Zersetzungsprodukten aufgebaut.

Eine der interessantesten Localitäten dieser Region, welche dem Beobachter eine reichliche Serie vulkanischer Produkte liefert, ist die Umgegend des Städtchens Alausi (2° 11′ S. Br. 81° 18′ W. L. von Paris), Hauptstadt des Cantons desselben Namens, in einem tiefen Querthale der Westcordillere gelegen, worin der Gebirgsstrom Rio de Alausi und weiter unten der Rio Chanchan, Nebenfluss des Rio Chimbo fliesst. Das Thal verjüngt sich merklich unterhalb Alausi (7500′ über d. M.), und ist von hohen steilen felsigen Böschungen begrenzt.

Das von mir untersuchte Gebiet umfasst zuerst den von den neu eröffneten Wegen nach Puente de Chimbo und Galte getroffenen Andesitwall zwischen den Haciendas Allpachaca und Zechzech, etwa 2 Stunden nördlich von der Stadt, ferner den von vulkanischen Exhalationen durchzogenen Boden der Umgegend des Städtchens selbst, NW. bis zum Ticsan viejo und den Schwefelgruben der Cerro de Azufre, sowie zuletzt den südlichen Rand des Chanchanthales von Alausi nach W. bis zur Hacienda de Quabalcon und dem darüber herrschenden Kegel des Cerro de Puñay (Cerro de Guabalcon auf Wolf's Karte[1]).

In den nachstehenden Zeilen werden wir die Familie der Andesite, dem Vorschlage Lagorio's[2] und Gümbel's[3] folgend, als ein genetisch zusammenhängendes Ganze betrachten, ohne die naturwidrige Eintheilung in Augit- und Hornblende- resp. Glimmerandesite einzuführen.

Für die Andesitfrage haben sich viele hervorragende Petrographen interessirt, trotzdem ist sie aber bisher noch immer nicht definitiv gelöst, in Folge der Unzureichlichkeit der angewandten Untersuchungsmethoden. Denn es ist hervorzuheben, dass weder die chemische Analyse allein, noch weniger die mikroskopische, noch endlich beide zugleich voll-

[1] Wolf, Mapa del Ecuador. Provincias del Guayas y de los Rios con algunas partes de las provincias limitrofes. Guayaquil y Lima 1882.

[2] Lagorio, Andesite d. Kaukasus. S. 7.

[3] Gümbel op. cit. S. 366.

Digitized by Google

kommen sichere Aufschlüsse über die Natur der mineralogischen Bestandtheile eines massigen Gesteins geben können. Die massgebenden Verhältnisse der porphyrischen Ausscheidungen zum ausscheidenden Magma bleiben uns bei Anwendung beider Methoden fremd. Es genügt über den Plagioklas und Augit hinzuweisen, unter welchem Namen die Mikroskopiker so sehr chemisch verschiedene Mineralien, wie Mikroklin, Albit und Anorthit einerseits, Diopsid und Akmit andererseits zusammenzufassen pflegen. Weiter erinnern wir an die übliche Berechnung der Quarzmenge in saueren Andesitgesteinen, welche gar keinen Quarz, wohl aber ein saures Glas enthalten, oder des Kaligehaltes auf Orthoklas, während letzterer in natronreichen Gesteinen erhebliche Mengen von Natron enthält[1], der Plagioklas dagegen öfters sehr kalireich ist u. s. w.

Leopold v. Buch hat den Namen Andesit zuerst für die vulkanischen Gesteine der Anden eingeführt, bei denen er eine Zusammensetzung aus Albit und Hornblende vermuthete[2]. G. Rose glaubte in dem Feldspath dieser Gesteine Oligoklas zu erkennen. Roth versteht unter Andesit oligoklashaltige, sanidinfreie, trachytartige Gesteine, Lagorio alle vulkanischen Gesteine, welche neben Plagioklas Augit, Hornblende oder Glimmer enthalten.

So blieb denn die Frage bis heutzutage gestellt, bis die sinnreichen mechanischen Untersuchungsmethoden von Thoulet und Fouqué ein neues Licht auf die Gesetzmässigkeit der innern Struktur der vulkanischen Gesteine zu werfen gestatteten. Nachstehendes soll einen Beitrag zur näheren Kenntniss der typischen Andesite von Ecuador liefern, bei deren Untersuchung ich stets von der mechanischen Isolirung der Gesteinselemente ausgegangen bin.

Obgleich zahlreiche Analysen den porphyrischen Plagioklas der Andesite für Andesin längst erkannt haben[3], schwanken noch immer die Begriffe der Petrographen, indem

[1] Roth, Allgemeine und chemische Geologie. Bd. I. 1. 14.

[2] G. vom Rath, Zeitschr. deutsch. geolog. Ges. 1875. XXVII. 318.

[3] Francis, Pogg. Ann. LII. S. 471. Gümbel op. cit. S. 343 u. 362. v. Rath, Sitzb. d. Niederrh. Gesellsch. in Bonn. 1873. S. 3. Hague a. Iddings, Americ. Journ. of Sciences and Arts. XXVI. S. 222. Dies. Jahrb. 1884. I. 227. Lagorio, Andesite des Kaukasus. S. 14.

Digitized by Google

man diesen Feldspath meist auf Grund optischer Prüfung bald für Oligoklas, bald für Labradorit, bald für Anorthit hält. Die an den kalireichen Plagioklasen von Pantellaria angestellten Untersuchungen von H. Förstner[1] haben aber deutlich gezeigt, dass sobald ein Theil des Natronfeldspaths durch das entsprechende Kalisilicat ersetzt wird, wie dieses bei den andesitischen Feldspathen stets der Fall ist, die Auslöschungsschiefen auf M eine ganz andere Lage besitzen, als die dem reinen Kalknatronfeldspathe entsprechende. — Thatsächlich liegen, wenigstens in den südamerikanischen Andesiten, welche dort selbstverständlich als typisch anzusehen sind, stets 2 meist kalihaltige Plagioklase aus der Andesinreihe vor: ein basischer, $Ab_1 An_1$ und ein saurer, $Ab_2 An_1$, nebst einer saueren, aus einem Gemenge von Oligoklassubstanz mit amorpher SiO_2 bestehender Glasbasis. Bei sehr sauren Andesiten, wie bei IX und den kaukasischen Gesteinen, ist auch der Feldspath saurer: der porphyrisch ausgeschiedene gehört der Mischung $Ab_2 An_1$ an, während der mikroporphyrische wahrscheinlich ein Oligoklas ist. — Zu ganz ähnlichen Resultaten sind Hague und Iddings[2] gekommen, die entsprechenden Analysen füge ich unten zum Vergleiche hinzu.

Die Eintheilung in Augit- und Hornblende-, resp. Glimmerandesite scheint ihren Grund in dem verschiedenen Grade der Acidität dieser Gesteine zu haben, indem man gewöhnlich die sauersten Glieder zu den Hornblendeandesiten, basischere zu den Augitandesiten rechnet. Indessen variirt der SiO_2-Gehalt an einem und demselben Lavastrome in sehr weiten Grenzen, und die Ausscheidung von Augit und Hornblende aus dem Magma steht mit der Acidität desselben kaum im Zusammenhange. Es ist nicht zu leugnen, dass sich Hornblende häufiger in sauren als in basischen Andesiten findet, doch ist auch das Gegentheil nicht selten, da man saure Andesite kennt, welche neben freier SiO_2 Augit und sogar Olivin,

[1] Förstner, Über die Feldspäthe von Pantellaria. Zeitschr. für Krystallographie etc. Bd. VIII. S. 125—202. Dies. Jahrb. 1884. II. 171.

[2] Arnold Hague a. Jov. P. Iddings, Notes of the volcanoes of northern California, Oregon a. Washington territory. Am. Journ. of Science. vol. XXVI. Dies. Jahrb. 1884. I. -227-.

Digitized by Google

aber keine Hornblende enthalten[1]. Dagegen enthält der Augitfreie Hornblendeandesit von Szczawuica in Galizien nur 58 % SiO_2[2]. Unter den vier analysirten Handstücken desselben Gesteins (III—VI), welche auf einer Strecke von kaum 10 Schritt gesammelt worden sind, enthält III bei einem SiO_2-Gehalt von 62 % und sp. G. = 2,664 neben viel Augit gar keine Hornblende, während in V (sp. G. = 2,561) letztere in reichlicher Menge vorhanden ist und Augit fehlt. In den SiO_2-ärmeren Proben IV, VI, VII und VIII treten beide Mineralien nebeneinander in wechselnden Mengenverhältnissen auf. Es ist in dieser schönen Serie typisch ausgebildeter Andesitgesteine gar nichts von der von Hague und Iddings behaupteten gesetzmässigen Reihenfolge der Ausscheidungen von Augit, Hornblende und Glimmer mit steigender Acidität der Gesteine wahrzunehmen[3]. Es fällt demnach jenes Kriterium weg und wir müssen, trotzdem viele Petrographen, vor allen Rosenbusch, eine Analogie zwischen den Andesiten und den paläolithischen Plagioklasgesteinen sehen wollen, bei denselben, ebenso wie bei den Trachyten und Basalten, mit denen die Andesite ja viel näher verwandt sind, die Classification nach dem Vorwalten des Augits oder der Hornblende, als den natürlichen Verhältnissen widersprechend, aufgeben.

Es ist noch daran zu erinnern, dass die Hornblende des paläolithischen Gesteins grösstentheils unzweideutige Zeichen einer secundären Entstehung aus Augit auf hydrochemischem Wege erkennen lässt, während die schön krystallisirten Amphibole der jüngeren Eruptivgesteine ohne jeglichen Zweifel ebenso wie der Augit und Hypersthen derselben aus Schmelzfluss entstanden sind. Aus derselben Schmelze kann sich aber je nach den Umständen ebensowohl Hornblende als ein rhombischer oder monokliner Pyroxen von ähnlicher Zusammen-

---

[1] Lagorio, Andesite des Kaukasus. S. 27. — Ziegenspeck, Über die Gesteine des Vulkans Jate in Westpatagonien. Inaug.-Diss. Jena. 1883. Dies. Jahrb. 1884. II. -58-. Domeyko, Annales des Mines. T. IX. 1856. S. 150.

[2] Streng, Pogg. Ann. 90. 1853. S. 117.

[3] Notes of the volcanic rocks of the Great bassin. Americ. Journ. of Sciences. XXVII. 1884. No. 162. Dies. Jahrb. 1884. II. 351.

Digitized by Google

setzung ausscheiden — nach dem Umschmelzen gehen die ersteren Mineralien in monoklinen Augit über[1]. Die Analysen IV b IV c und XII b zeigen eine grosse Analogie in der Zusammensetzung der drei erwähnten Mineralien in den Andesitgesteinen von Ecuador. Meiner Ansicht nach spricht diese Erscheinung in Verbindung mit der Thatsache, dass man leicht Augit künstlich darstellen kann, nicht aber Hornblende — sowie das Vorhandensein eines angeschmolzenen Opacitrandes bei sämmtlichen andesitischen Hornblendekrystallen, welcher nur in den Krystallen der basaltischen und andesitischen Tuffe und Aschen zu fehlen pflegt, dafür, dass Hornblende in der Tiefe bei starker Durchtränkung des Magmas mit überhitzten Wasserdämpfen und hohem Drucke entsteht, während Augit sich an der Oberfläche beim Erkalten des trockenen Magmas ausscheidet. Die opacitische Umrandung der Hornblendekrystalle entsteht durch Einwirkung des trockenen (von den krystallbildenden Wasserdämpfen befreiten) feurigflüssigen Magmas auf die in demselben schwimmenden Krystalle, während Augit dabei ebenso wie der Feldspath unverändert bleiben. Die experimentellen Versuche von Bleibtreu und Doelter[2] rechtfertigen unsere Annahme vollständig. Bekanntlich sind auch die basischen, ruhig fliessenden Magmen, in denen sich Augit mit Vorliebe ausscheidet, viel weniger mit Wasserdämpfen durchtränkt als die sauren, welche meist viel Hornblende enthalten[3].

Von den oben angeführten Definitionen der Andesite ist diejenige von Lagorio die richtigste, nur wäre noch die Acidität über 55 % SiO_2 hinzuzufügen, da sonst auch die nahe verwandten Feldspathbasalte, besonders die olivinfreien, in den Begriff fallen würden.

Wir stellen auf Grund unserer Untersuchungen folgende Diagnose für die interessante Andesitgruppe: neutrale oder

---

[1] Doelter u. Hussak, dies. Jahrb. 1884. I. 23—25. Rammelsberg, Handbuch d. Mineralchemie. 1875. II. 394.

[2] Bleibtreu, Beiträge zur Kenntniss der Einschlüsse in den Basalten. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Bd. 35. 1883. S. 489—556. Doelter u. Hussak op. cit. S. 18.

[3] Reyer, Beitrag zur Physik der Eruptionen und der Eruptivgesteine. S. 87—88.

Digitized by Google

saure Plagioklasgesteine mit wenigstens 55 % SiO_2, von theils trachytischem, theils basaltischem oder phonolithischem Habitus, welche porphyrisch ausgeschiedenen Andesin, neben einem eisenreichen Pyroxen, Hornblende oder Glimmer in einer Grundmasse führen, die wesentlich aus einem sauren Andesin oder Oligoklas und einem sauren Glase (Gemenge von Oligoklassubstanz mit amorpher SiO_2), zu denen sich noch zuweilen mikroskopischer Pyroxen gesellt, besteht[1].

Aus diesem Begriffe geht hervor, dass die Andesite einerseits durch Steigen des Kaligehaltes und Ausscheidung von Sanidin in Trachyte, andererseits durch Sinken des SiO_2-Gehalts und Zunahme von MgO (resp. FeO) und CaO in Feldspathbasalte übergehen. Es zerfallen demnach die Andesite in zwei natürliche Gruppen, 1) trachytische 2) basaltische Andesite mit basaltischem oder phonolithischem Habitus[2]. In den Anden herrscht beinahe ausschliesslich der trachytische Typus, da die von GÜMBEL zu den basaltischen Andesiten gestellten Laven der Tungurhaghua sich nur durch ihre schwarze Färbung von den trachytischen unterscheiden, während ihr geringes spec. Gew. (2,5—2,7) und die Acidität, welche bei manchen Handstücken bis 66 % SiO_2 steigt, dieselben zu den trachytischen Andesiten stellen lässt. Sanidingesteine fehlen, so viel bekannt, ebenso wie echte Basalte auf der ganzen Strecke der vulkanischen interandinen Region von Panama bis zur Maghellanstrasse. Die Gesteine des zweiten, basaltischen Typus (Trachydolerite), welche sich durch ein hohes spec. Gew. (bis 2,86) und geringen SiO_2-Gehalt (54—56 %) auszeichnen, sind typisch in der grossen mediterranen Depression, namentlich am Isthmus von Panama, den kleinen Antillen und Azoren entwickelt, merkwürdiger Weise stets im innigen Verbande mit Lipariten und olivinfreien Feldspathbasalten.

---

[1] Ein Urtheil über die sog. „vollkrystallinen" Andesite behalte ich mir vor, da mir augenblicklich kein Material zur Disposition steht. Die seltenen bisher beschriebenen Vorkommnisse enthalten Quarz oder Tridymit. Sie könnten daher nur als eine weitere Individualisirung der Grundmasse in Oligoklas und Quarz angesehen werden.

[2] GÜMBEL op. cit. S. 365.

Digitized by Google

Der öfters citirte Sanidin dieser Gesteine ist ein Plagioklas ohne Zwillingstreifung.

Nach diesem kurzen Ausfluge ins Gebiet der theoretischen Gesteinskunde kehren wir zu unserem Thema zurück und wollen nun zuerst die frischen Andesite der Umgegend von Alausi, deren chemische Zusammensetzung nachstehende Tabelle wiedergibt, besprechen.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
	Porphyrisch, schwarz, mit viel Plagioklas u. Augit. (Zechzech.) Sp. G. = 2,664.	Wie d. vorige, durch Feldspath weiss gesprenkelt. (Zechzech.)	Lichtgrau, trachytartig; porphyrisch Plagioklas u. Hornblende. (Zechzech.) Sp. G. = 2,561.	Röthlichbraun, sonst wie IV. (Zechzech.)	Lichtgrau, trachytartig, glasreich. (Carretera de Galte.)	Schwarz, porphyrisch durch vielen Feldspath, Augit und Hornblende. (Alausi.)	Lichtgrau, glasig m. spärlichen ungestreiften Plagioklasausscheidungen. (Alausi.) Sp. G. = 2,385.
SiO_2	= 62,30	60,10	62,80	60,34	60,74	60,74	75,71
Al_2O_3	= 14,46	15,56	16,36	15,66	20,81	18,86	13,73
FeO	= 7,71	7,83	7,11	8,13	4,38	6,49	4,51
CaO	= 5,35	5,97	3,63	6,97	6,87	7,69	1,47
MgO	= 2,14	1,22	3,05	2,11	1,33	2,59	0,45
K_2O	= 1,72	1,69	0,80	0,90	5,03	3,05	0,61
Na_2O	= 4,80	5,11	4,50	5,12			0,96
H_2O	= 0,98	0,95	1,00	0,87	0,84	0,57	2,00

IV a Feldspath.	IV b Augit.	IV c Hornblende.	IV d Glas.
SiO_2 = 55,64	SiO_2 = 55,51	SiO_2 = 56,25	SiO_2 = 68,71
Al_2O_3 = 32,28	FeO = 22,89	FeO + (Fe_2O_3) = 24,98	Al_2O_3 = 15,39
CaO = 7,90	MgO = 13,97	CaO = 4,68	FeO = 4,17
Na_2O = 2,84	CaO = 7,63	MgO = 13,72	CaO = 3,30
K_2O = 1,34		Na_2O = 0,37	MgO = 0,61
			K_2O = 1,88
			Na_2O = 5,08
			H_2O = 0,86

IX a Feldspath	IX b Grundmasse	IX c Glas
SiO_2 = 61,58	SiO_2 = 76,12	SiO_2 = 79,19
Al_2O_3 = 25,30	Al_2O_3 + Fe_2O_3 = 17,52	Al_2O_3 = 9,17
CaO = 6,08	CaO = 2,52	FeO = 7,41
Na_2O = 8,14	MgO = 0,47	CaO = 1,30
	K_2O = 0,63	MgO = 0,48
	Na_2O = 0,64	K_2O = 0,25
	H_2O = 2,10	Na_2O = Spur
		H_2O = 2,20

Digitized by Google

Zum Vergleiche fügen wir 2 Analysen von Hague und Iddings hinzu:

X	Xa	Xb	Xc	Xd
Hypersthen-andesit aus Californien.	Hypersthen daraus.	Feldspath.		Glas.
SiO_2 = 62,00	SiO_2 = 50,33	SiO_2 = 56,47—56,95		SiO_2 = 69,94
Al_2O_3 = 17,84	Al_2O_3 = 0,97	Al_2O_3 = 27,39—27,47		Al_2O_3 = 15,63
FeO = 4,40	FeO = 22,00	FeO = 0,69—Spur		FeO = 1,89
CaO = 5,37	CaO = 1,88	CaO = 9,87—9,10		CaO = 2,49
MgO = 2,64	MgO = 23,29	MgO = 0,09—0,02		MgO = 0,28
K_2O = 1,47	MnO = 0,64	K_2O = 0,36—0,48		K_2O = 0,85
Na_2O = 4,29		Na_2O = 5,43—5,78		Na_2O = 3,83

XI	XIa	XIb
Dacit von Lossen Peak.	Feldspath.	Glas.
SiO_2 = 69,36	SiO_2 = 65,77	SiO_2 = 76,75
Al_2O_3 = 16,23	Al_2O_3 = 21,51	Al_2O_3 = 12,32
Fe_2O_3 = 0,88	CaO = 5,72	FeO = 1,36
FeO = 1,53	Na_2O = 5,92	CaO = 1,18
CaO = 3,17	K_2O = 0,83	Na_2O = 3,55
MgO = 1,34	H_2O = 0,34	K_2O = 3,98
Na_2O = 4,06		H_2O = 0,54
K_2O = 3,02		
H_2O = 0,45		

III, IV, V und VI sind vier Handstücke desselben Gesteins, welche aus dem auf einer Strecke von kaum 10 Meter entblössten Andesitwalle oberhalb der Hacienda Zechzech zwischen Zechzech und Allpachaca in 9500′ Höhe stammen. Wir sehen leicht daraus, wie sehr die chemische Zusammensetzung eines Gesteins an einem und demselben Orte je nach dem Vorwalten verschiedener Bestandtheile variiren kann und werden vor den unberechtigten Schlüssen, die man aus dem Vergleiche einer älteren Bauschanalyse mit den Resultaten der an einem anderen Handstücke desselben Gesteins vorgenommenen Untersuchungen ziehen kann, gewarnt. VII ist am gegenüberliegenden Abhange desselben Felsenwalles in derselben Höhe am Wege von Alausi nach Galte gesammelt worden; VIII bildet eine isolirte niedrige Kuppe am rechten Ufer des Rio Alausi gegenüber der Stadt; IX ist ein loses Bruchstück auf secundärer Lagerstätte aus dem vulkanischen Tuffe am linken Ufer des Flusses und trägt die Charaktere eines glasigen Gipfelgesteins an sich.

Digitized by Google

Die Handstücke sind alle porphyrisch durch Vorwalten des Feldspaths, dessen Krystalle die Grösse von 2—3 mm besitzen; Augit und Hornblende finden sich ebenfalls in wechselnden Mengenverhältnissen porphyrisch ausgeschieden. In III ist reichlich Augit vorhanden, in V fehlt derselbe, — dagegen ist Hornblende recht zahlreich vertreten, welche in ersteren fehlt; in IV, VI und VIII sind beide zugleich in erheblicher Menge vorhanden, in VII treten sie stark zurück, wie dieses auch der niedrige FeO-Gehalt anzeigt; in IX fehlen sie schliesslich vollständig. Die Grundmasse besitzt eine bald lichtgraue (V, VII, IX), bald schwarze (III, IV, VIII), bald röthliche (VI) Färbung.

Unter dem Mikroskope erscheint der porphyrische Plagioklas (IVa) dieser Gesteine farblos, rissig, mit scharfen Umrissen und deutlicher Zwillingstreifung im polarisirten Lichte. Die Auslöschungsschiefe auf M beträgt 25 %. Öfters ist eine zonare Structur (III) zu sehen, wodurch Gitterstreifung entsteht. Die meisten Individuen enthalten eine parallel dem Krystallrande laufende, schmale Umrandung aus Augitmikrolithen und Glaspartikeln (wahrscheinlich secundär). Bei starker Vergrösserung erscheint der Plagioklas von Schwärmen winziger, länglicher oder runder Glaströpfchen durchzogen; selten sind längliche, farblose Apatitnadeln (III). Die Glaseinschlüsse sind sehr verschieden ausgebildet — bald sind es feine Tröpfchen, welche zu wolkenartigen Aggregaten angehäuft die Krystalle durchziehen, bald grössere grünliche Fetzen, welche zonenartig entweder im Inneren der Krystalle, wie im Leucit, oder an deren Rändern sich anhäufen; bald längliche, trichitische Gebilde und farblose gewundene oder gerade Belonite. Viele dieser letzteren häufen sich zu Figuren an, welche an die bekannten Bostrychusgänge der Föhren- und Fichtenrinde erinnern. An mehreren Präparaten habe ich die Umwandlung des Feldspaths in gelblichen Epidot constatiren können. Neben den grösseren Plagioklasausscheidungen, an Menge theils demselben gleichstehend (III), theils zurücktretend (V), findet sich noch ein zweiter Plagioklas aus der Andesingruppe ausgeschieden, welcher sich schon durch sein optisches Verhalten von den oben beschriebenen unterscheidet. Die Dimensionen der Krystalle sind viel geringer,

Digitized by Google

die Auslöschungsschiefe = 12 %, zerbrochene und geknickte Individuen fehlen. Glaseinschlüsse erfüllen meist die Feldspathsubstanz vollständig, wie im Plagioklase der Basalte und Andesite von Martinique[1]. Die Krystallränder sind häufig angeschmolzen und die Feldspathsubstanz verfliesst allmählig mit der Grundmasse durch ein filzartiges Gewebe von farblosen Plagioklasnadeln und Magnetitkörnchen. Grössere Partieen der Grundmasse finden sich in dem Feldspath eingeschlossen und zeichnen sich durch eine viel vollkommenere Individualisirung der Bestandtheile als in dem umgebenden Magma aus.

Im glasigen Gesteine IX ist der porphyrisch ausgeschiedene Feldspath scheinbar monoklin, da er unter dem Mikroskope viereckige, im polarisirten Lichte ungestreifte Durchschnitte liefert — nach der Analyse IXa ist er aber ein sehr reiner Andesin von der Zusammensetzung Ab_2An_1, ähnlich dem porphyrischen Andesine vom Kasbek[2]. Derartige einfache Plagioklasindividuen sind schon durch die schönen Untersuchungen von Fouqué an den Santorinlaven bekannt.

In einigen Handstücken herrscht Augit, in anderen Hornblende vor; meistentheils sind beide zugleich vorhanden. Der Augit bildet länglich säulenförmige Krystalle der Combination ∞P, P, $\infty P\infty$. Auf Schnitten, welche parallel zur Klinodiagonale liegen, besitzen die Augite eine Auslöschungsschiefe gegen die Prismenkante = 44,9 % als Mittel von 12 Messungen — während die zahlreichen zur Orthodiagonale parallelen Schnitte die optische Orientirung eines rhombischen Minerals darbieten, was wohl das angebliche Vorkommen von Hypersthen in sehr vielen Andesiten erklären mag. Die grosse Auslöschungsschiefe erklärt sich durch den hohen Eisengehalt, wie dieses durch die neueste Arbeit Doelter's[3] bewiesen worden ist. Doelter giebt für den 26 % $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ enthaltenden Augit von Schima die Auslöschungsschiefen 46 und 40,11, also im Mittel 43,05 %, sehr nahe dem von mir gefundenen Werthe, an. Die Färbung der Augite im Dünnschliffe

[1] Verf., Die geognostischen Verhältnisse der Insel Martinique. Inaug.-Diss. Dorpat 1884. Taf. II. Fig. 7. Dies. Jahrb. 1885. I. 43.

[2] Lagorio op. cit. S. 14.

[3] Dies. Jahrb. 1885. I. 59.

Digitized by Google

ist eine blassröthlichbraune bis blassgrünliche; die Krystalle sind dichroitisch, rissig und enthalten Glaspartikel, Magnetitkörner und farblose, in rosenkranzförmigen Aggregaten geordnete Belonite eingeschlossen. Zwillinge sind nicht selten. Manchmal sind grössere Augitkrystalle aus Mikrolithen aufgebaut.

Die Hornblende unterscheidet sich leicht vom Augit durch ihre dunkle, ölgrüne oder tombakbraune Färbung, sowie durch den Mangel an Pleochroismus und die sehr deutliche prismatische Spaltbarkeit. Die porphyrisch ausgeschiedenen Hornblendekrystalle haben stets abgerundete Umrisse und sind mit einem opacitischen Rande versehen; sie umschliessen öfters grosse Partieen der Grundmasse, was bei den Augiten niemals der Fall ist. Die erwähnten Einschlüsse der Grundmasse bilden öfters den Kern eines grösseren Amphibolkrystalles und lösen sich unter dem Mikroskope in ein Aggregat von Feldspath und Augitmikrolithen auf, welche sämmtlich zur Hauptaxe des Amphibolkrystalles parallel geordnet liegen. Im glasreichen Gestein IX fehlen beide Pyrogenite vollständig, was leicht dadurch erklärlich ist, dass die Gipfelgesteine, zu denen dieses Handstück höchst wahrscheinlich gehört, mehrfach umgeschmolzen worden sind, wobei Augit und Hornblende am leichtesten glasig werden. Lagorio theilt mit, dass beim Glühen eines mikroskopischen Andesitpräparates der Augit verschwindet, während Feldspath unverändert bleibt[1]. — Die Hornblende dieser Gesteine wird viel leichter von einem starken Electromagneten angezogen, als der Augit, was mir deren mechanische Trennung ermöglichte. Die Analysen IV b und IV c stellen ihre chemische Zusammensetzung dar.

Die dunkel bis hellgraue Grundmasse, welche bei schwacher Vergrösserung vollkommen amorph erscheint, lässt bei starker Vergrösserung neben vorwaltendem Glase feine farblose Feldspathleistchen und Magnetitkrystalle erkennen. Die relative Menge der glasigen Mesostasis bedingt die Acidität der Gesteinsprobe, da dieselbe den sauersten Bestandtheil dieser Gesteine repräsentirt.

---

[1] Lagorio, Andesite des Kaukasus. S. 26.

Digitized by Google

Das Thal des Rio de Alausi wird von der Südseite von einem steilen vulkanischen Felsenwalle begrenzt, welcher als einer der letzten Ausläufer des Vulkans Azuay von Alausi nach W. über Chunchi nach Suscal auf einer Strecke von etwa 30 Kilometer verläuft. Zu oberst, bei Alausi, wird er gebildet von vulkanischen Tuffen und Conglomeraten, welche aber bald in compacte Andesite übergehen, die sich durch stellenweise prismatische, stellenweise plattenförmige bis schieferige Absonderung auszeichnen. Zwei Meilen unterhalb der Stadt, am Zusammenflusse des Rio de Alausi und Rio Chanchan begegnen wir einem dunkelgrauen, dioritähnlichen schieferigen Andesite, welcher sich bei näherer Untersuchung als ein typischer Hypersthenandesit erweist. Unter der Lupe erkennt man glänzende Plagioklase von 1—3 mm. Länge und grünlichschwarze schillernde Hypersthenkrystalle von etwa denselben Dimensionen, nebst einer schwarzgrauen Grundmasse. Das spec. Gew. des Gesteins wurde gleich 2,678 gefunden. Die chemische Analyse ergiebt folgende Resultate:

XII		XII a		XII b	
Bauschanalyse.		Grundmasse.		Hypersthen.	
SiO_2	= 55,64	SiO_2	= 56,83 (aus. d. Verlust)	SiO_2	= 48,88
Al_2O_3	= 21,45	Al_2O_3 }	= 24,60	FeO	= 26,42
Fe_2O_3	= 5,41	Fe_2O_3 }		MgO	= 17,44
FeO	= 6,58	CaO	= 5,00	CaO	= 0,25
MnO	= Spur	MgO	= 2,01		
CaO	= 5,59	K_2O	= 2,82		
MgO	= 3,10	Na_2O	= 8,45		
K_2O	= 1,60				
Na_2O	= 3,08				

Der Feldspath enthält 55 % SiO_2, ist also ein basischer Andesin. Der Pyroxen des Gesteins besitzt die optischen Eigenschaften eines rhombischen Minerals und stimmt in seiner chemischen Zusammensetzung mit dem sehr eisenreichen Hypersthen vom Laacher See (No. 19 von Rammelsberg) beinahe vollkommen überein. Er bildet kurz säulenförmige Krystalle der Combination ∞P . P . oP, häufig sind Zwillinge zu erkennen. Die Farbe des Hypersthens in den dünnsten Stellen des Präparats ist grasgrün bis gelblichgrün, in dickeren Schichten wird er wenig durchsichtig und besitzt einen bläulichen Schiller. Von fremden Einschlüssen enthält

Digitized by Google

er viel Magneteisen. Bei starker Vergrösserung (3×7 von Hartnak) tritt die feinfaserige Structur des Minerals deutlich hervor. Öfters sind die Krystalle zerbrochen. Spaltbarkeit nach ∞P deutlich. Der porphyrische Plagioklas ist von feinen Rissen durchzogen und erscheint trotz des Mangels an fremden Einschlüssen molekular getrübt. Die Grundmasse besteht aus einem grauen, schwarz gekörnelten, mit farblosen Plagioklasnadeln durchspickten Glase.

In einer früheren Mittheilung über dasselbe Gestein (dieses Jahrbuch 1885. Bd. I. S. 155) habe ich aus dem hohen Kaligehalt irrthümlich auf die Gegenwart von Sanidin geschlossen. Auch scheint in der Grundmasse (Anal. XIIa) der Natrongehalt etwas zu hoch, dementsprechend auch der aus dem Verluste berechnete Werth für SiO_2 etwas zu niedrig zu sein.

Zu den frischen Andesiten dieser Region gehört ein Handstück, welches vom Fusse des kegelförmigen Berges Cerro de Puñay (10 000′) bei der Hacienda Guabalcon stammt. Es ist dies ein lichtgraues trachytisches Gestein mit porphyrisch ausgeschiedenem Plagioklas und prachtvollen, bis 1 cm. langen dunklen Hornblendesäulchen. Im Dünnschliffe sind diese letzteren dunkel ölgrün, stets mit einem opacitischen Rande versehen, während letzterer bei den spärlichen porphyrisch ausgeschiedenen Augiten überall fehlt. Ich habe schon früher Gelegenheit gehabt, darauf aufmerksam zu machen, dass sich diese Erscheinung regelmässig wiederholt, sobald Augit neben Hornblende in jüngeren Eruptivgesteinen porphyrisch ausgeschieden wird. So schön wie im Andesite von Puñay sieht man jedoch die beiden Mineralien nebeneinander selten — man könnte denselben nur mit dem von Fouqué und Michel-Lévy auf Tafel XXIX des Prachtwerkes „Minéralogie micrographique“ abgebildeten französischen Gesteine vergleichen. Das Vorkommen der beiden zuletzt beschriebenen Andesitgesteine im Thale des Chanchanflusses widerspricht der Angabe von Wolf[1], der Azuay sei von dieser Seite von einem älteren „Porphyrwall“ begrenzt, welchen die vulkanischen Gebilde nicht überschreiten; denn der

[1] Wolf op. cit. II (Azuay). S. 76.

Digitized by Google

erwähnte Felsenwall ist selbst vulkanisch, und ebenso finden sich vulkanische Gebilde auch weiter nördlich am rechten Ufer des Flusses. Als „Porphyr" wird der soeben beschriebene Hypersthenandesit bezeichnet.

An vielen Stellen, besonders in der nächsten Umgebung von Alausi sind die Andesite durch Einwirkung von zahlreichen Solfataren mehr oder weniger zersetzt. Wir wollen den Prozess dieser Zersetzung zuerst am Hypersthenandesite XII verfolgen. Als erstes Product der Solfatarenwirkung auf denselben erscheint ein weisses, feinkörniges bis erdiges, kalksteinähnliches Gestein, welches im Dünnschliffe zerstreute Feldspathkörnchen und spärliche Reste von aufgelösten Hypersthenkrystallen in einer amorphen Masse erkennen lässt. Die Zusammensetzung des Gesteins ist folgende:

	XIII	
SiO_2	=	56,49
Al_2O_3 \ Fe_2O_3 /	=	30,11
CaO	=	4,11
MgO	=	Spur
K_2O	=	1,34
Na_2O	=	2,52
H_2O	=	6,92

Durch concentrirte Salzsäure werden 38,19% des Gesteins zersetzt; der zersetzte Antheil besteht aus 10,73 Fe_2O_3 + Al_2O_3, 0,49 CaO und 26,97 SiO_2. Daraus können wir schliessen, dass die Grundmasse des Andesites zuerst angegriffen und in ein wasserhaltiges Thonerdesilicat umgewandelt wird, nebst Ausscheidung von amorpher SiO_2. Hypersthen wird vollständig zersetzt, wie dieses das spurenhafte Vorhandensein von MgO beweist. Der Feldspath widersteht am längsten der Einwirkung der Solfataren.

Als Endproduct der Zersetzung erscheint ein gelblichweisser Thon mit Gypskrystallen und Krusten.

In einem grossartigen Maasstabe sind derartige Thone in der nächsten Umgegend von Alausi sowie auch weiter nach N. bis Guamote entwickelt. Das frische Material stellen die Gesteine III bis IX dar. Das Endproduct der Zersetz-

Digitized by Google

ung ist wiederum ein gelblichweisser lockerer Thon mit Gypskrystallen, welcher an beiden Ufern des Flusses oberhalb Alausi typisch entwickelt ist. Durch Wasser wird diesem Thone 29,78 % entzogen und besteht der lösliche Theil aus:

XIV

SO_3	=	37,88
Al_2O_3	=	7,23
Fe_2O_3	=	13,57
CaO	=	12,84
MgO	=	1,63
H_2O	=	47,00
Cl	=	Spur

Berechnen wir den Kalk auf Gyps, die nachbleibende SO_3 auf Alaun, so bekommen wir 39,40 % Gyps und 45,09 Magnesiaalaun. Das Eisen ist zum Theil im Alaun enthalten, zum Theil aber als in H_2O lösliches Eisenoxydhydrat. Aus dem Rückstande nach dem Ausziehen mit Wasser lässt sich noch durch HCl 4,37 % Eisenoxyd entfernen und bleibt ein feiner Thon von der Zusammensetzung XV zurück,

XV

SiO_2	=	63,89
Al_2O_3 }	=	25,29
Fe_2O_3 }		
CaO	=	1,56
MgO	=	1,62
H_2O u. org. Subst. .	=	6,81

welcher das Material zur Bildung des im Hochlande von Ecuador so sehr verbreiteten mehlartigen vulkanischen Tuffes, des Cangagua, liefert. Ausser Gyps und Alaun findet man in diesem Thone am rechten Ufer des Flusses gegenüber der Stadt Alausi Drusen von Quarzkrystallen der gewöhnlichen Combination R, —R, ∞R.

Eine Stunde oberhalb der Stadt erhebt sich am rechten Ufer des Flusses ein gelblichweisser, dichter, mit Schwefel imprägnirter Quarzitfels, welcher an angeschliffenen Flächen noch deutlich trübe viereckige Flecken erkennen lässt — Spuren des zersetzten Feldspaths. Er ist daher ebenfalls ein Product der Einwirkung von Schwefeldämpfen auf den Andesit, welcher sämmtliche lösliche Bestandtheile bis auf 1,43 % Thonerde und Eisenoxyd verloren hat. Die zurückgebliebene

Digitized by Google

SiO_2 ist durch weitere Einwirkung der Dämpfe krystallinisch geworden. Der äusserst feinkörnige (auch unter dem Mikroskope) anscheinend dichte Quarzit enthält eingesprengt feine Schwefelpartikel, welche in den reinsten Handstücken wenigstens 1 % des Gesteins ausmachen. Am Gipfel des einige hundert Fuss hohen Felsens befindet sich eine reiche Schwefelgrube, in der sich Schwefel in der Form wachsgelber Krystalle, Nester und grünlicher Krusten befindet. Das specif. Gew. des Gesteins ist = 2,716.

Gegenüber der Schwefelgrube auf der linken Seite des Flusses, etwas südlich vom Ufer liegen malerische Felsen von milchweissem bis fleischrothem, sehr leichtem (sp. G. = 1,859) Porcellanjaspis — an der Stelle, wo vor Jahren das Städtchen Ticsan gestanden hat, welches durch einen heftigen Erdsturz 1793 spurlos verschüttet worden ist.

Zwischen den eben besprochenen Jaspisfelsen und dem um ½ Kilometer davon entfernten Flussufer liegen mehrere kleine Seen und Moräste (Lagunas de Ticsan), wovon einige so stark durch das den umgebenden Felsen entzogene Eisenoxyd gesättigt worden sind, dass man dieselben schon aus der Ferne als braunrothe ockerige Flecken im Flussthale erblickt. Ein kleiner Nebenfluss des Rio Alausi von der rechten Seite verdankt sogar seinen Namen (Rio amarillo = gelber Fluss) dem Reichthum an Eisenoxyd, welcher sämmtliche Rollsteine in seinem Bette mit einer gelben ockerigen Kruste überzogen hat.

Wir kommen jetzt zu einer für die Ecuadorianischen Anden sehr charakteristischen Bildung — dem Cangagua.

Unmittelbar bei Alausi, auf dem Wege nach Riobamba, in 7—8000' Höhe begegnen wir zuerst dieser Formation: es ist dies ein gelblicher, mehlartiger Tuff, welcher durch die Winde getragen sich an die Oberfläche der Felsen anschmiegt, jede Vertiefung ausfüllt, insbesondere aber die flachen Partieen des Hochlandes in zum Theil mächtigen Schichten überzieht. Im trockenen Zustande staubig, zeichnet er sich, mit Wasser befeuchtet, durch grosse Zähigkeit aus und lässt Wasser nicht durch. Häufig findet man in demselben Reste von Landschnecken, Pflanzenwurzeln, sowie auch an einigen Stellen grosse Mengen fossiler Säugethierknochen (Punin, Cotocallo,

Digitized by Google

Malchingui, Alangasi), wie Reste von *Equus andium*, *Protauchenia*, *Cervus*, *Mastodon andium*[1]. Es ist also eine dem Richthofen'schen Löss entsprechende altquartäre Bildung. Den Cangagua bedeckt eine eigenthümliche, wenngleich spärliche Vegetation, worunter ich nur auf eine *Hypericum*-Art aufmerksam machen möchte, da ich sonst nirgends in Ecuador ein *Hypericum* gesehen habe. Dagegen habe ich die für die Gebirgsflora characteristischen Pflanzen, wie *Lupinus*, *Salvia* und *Agave* auf dem Cangagua nie gesehen. Unter dem Mikroskope erscheint der Cangagua aus sehr feinen amorphen Körnchen nebst Fragmenten von triklinem Feldspath, Augit und Hornblende zusammengesetzt.

Der Cangagua wird auf grosse Strecken von jüngerem vulkanischem Material bedeckt, so nämlich auf der Strecke von 5 Leguas zwischen Ticsan und Guamote in der Pampa de Totorillas (10 000'), einem schwarzen Flugsande, welcher in Form mondförmiger, nach O. mit ihrer convexen Seite gewandter Dünen jene Gegend zwischen den beiden Andesketten bedeckt.

Bei Guamote erreichen wir die Wasserscheidelinie des Atlantischen und Stillen Oceans in 12 500' Höhe. Der Boden besteht aus feinen weissen theils lockeren, theils compacten Andesittuffen, welche sich vom Cangagua nur durch ihr gröberes Korn unterscheiden. Es sind zersetzte Andesite in situ. Gyps- oder Alaunefflorescenzen fehlen hier vollständig und sind wahrscheinlich durch Sickerwasser ausgelaugt. Wir haben jetzt das tiefe breite Flussthal des Rio Chambo vor uns, welches von der Ostseite durch den flachen breiten Wall der Ostcordillere begrenzt wird. Der Fluss gehört zum Systeme des Amazonas und ist als Quelle des Rio Macana zu betrachten.

Nach einer sehr langen Herunterfahrt der ermüdenden Bajada de Naute, woselbst unter den oberflächlichen Cangaguaschichten die schieferigen Gesteine der Westcordillere entblösst sind, erreichen wir das in 9000' Höhe über dem Meeresspiegel liegende Plateau von Rio Bamba. Von Guamote aus kann man in der Nacht die Eruptionen des Sangay deut-

[1] Branco, Über eine fossile Säugethierfauna von Punin bei Riobamba. (Dames u. Kayser, Paläontologische Abhandlungen. I. 2. 1883.)

Digitized by Google

lich sehen. Das Plateau von Rio Bamba bedeckt wiederum ein dunkelfarbiger vulkanischer Sand, welcher sich bis zum Fusse des Chimborazo und Tungurhaghua überall erstreckt, und dessen Grund der Cangagua oder auch compacte Andesite bilden. Nach W. erstrecken sich diese Sande, welche aus Augit, Hornblende und Andesinfragmenten bestehen, nur bis zur Wasserscheidelinie, etwa bis Yaruguiez. Zwischen Guamote und dem alten Rio Bamba (heute: Cajabamba und Shikalpe) besteht der Boden aus Alluvionen, in der Mitte liegt der grösste See Ecuadors, der Colta-cocha, welcher einst das ganze Thal, in dessen Mitte er heute liegt, bedeckte, gegenwärtig aber, ebenso wie die übrigen Hochseen von Ecuador im Austrocknen begriffen ist. Torf wird hier nicht gebildet, während das Gegentheil in vielen kleinen Morästen des Ecuadorianischen Hochlandes stattfindet, so z. B. in Llagos und Joyaxi bei Chunchi.

Anhangsweise seien hier zwei lose Gesteinsproben erwähnt, wovon die eine bei Riobamba, die andere am Fusse des Chimborazo auf dem Wege nach Cajabamba in 10 000′ Höhe gesammelt worden ist. Erstere, von schwarzer Färbung, durch porphyrisch ausgeschiedenen Plagioklas weiss gefleckt, unterscheidet sich von den Gesteinen von Alausi nur durch ihre Grundmasse, welche rein glasig und gekörnelt, sonst aber der von IV vollkommen ähnlich ist. Das zweite Handstück ist dunkelgrau, feinkörnig; den Hauptbestandtheil des Gesteins bildet eine dunkelgraue, gekörnelte glasige Mesostasis mit Feldspathmikrolithen, welche eine deutliche Fluidalstructur aufweisen. In dieser Grundmasse liegen spärliche, porphyrisch eingesprengte, einfache, im polarisirten Lichte ungestreifte, sehr reine Plagioklase von $\frac{1}{2}$—1 mm Durchmesser und etwas häufiger prismatische, stark pleochroitische Augitkrystalle von 1—2 mm Länge zerstreut.

Tungurhaghua.

Bei klarem, trockenem Wetter erblickt man von Riobamba aus in O.-Richtung einen schneebedeckten Berggipfel von kegelförmiger Gestalt, mit etwa unter 30° geneigten Abhängen, welche jedoch durch bekannte optische Täuschung viel steiler zu sein scheinen, was Veranlassung zur mythischen

Digitized by Google

Zeichnung Humboldt's, sowie zur Meinung der Ecuadorianer, der Berg sei einem Zuckerhut ähnlich, gegeben hat. Es ist dies der 4900 Meter über dem Meeresspiegel sich erhebende Vulkan Tungurhaghua, einer der wenigen Vertreter der östlichen Vulkankette des Hochlandes von Quito, da sonst bekanntlich nirgends in den Anden vulkanische Gebilde den Kamm der Ostcordillere überschreiten. Es könnte vielleicht diese kurze Vulkanreihe, welche mit dem Sangay endet, als Grenzspalte zwischen der Ostcordillere und dem dritten, weder geologisch noch geographisch bekannten Gebirgszuge, welcher sich von den Quellen des Napoflusses bis in die Wildnisse der peruanischen Pampa del Sacramento erstreckt, angesehen werden.

Wollen wir dem Vulkane näher treten, so führt uns der Weg zuerst nach O. über die sandige Hochebene von Riobamba bis zum Flusse Penipé mit seiner berühmten Hängebrücke (Humboldt: Vues des Cordillères) herunter, welche seit Humboldt's Zeiten trotz recht häufiger Unglücksfälle stets in demselben Zustande erhalten wird. Wir lassen hinter uns eine steile Wand von säulenförmig zerklüftetem dunkelgrauem Andesit, dessen lose Bruchstücke im vulkanischen Sande am Fusse des Felsens häufig zerstreut liegen. Der erwähnte Felsenwall steht wahrscheinlich mit dem Massive des Chimborazo im Zusammenhange. Vom Städtchen Penipé fängt an ein Querthal merklich zu werden, in dem sich sämmtliche Gewässer des Cotopaxi, Altar und des Ostabhanges vom Chimborazo zu einem gewaltigen Strome Agoyan (obere Pastaza) vereinigen.

Je mehr wir nach O. vorschreiten, desto mehr vertieft und verjüngt sich das Thal, bis am Ende die Gewässer des Flusses den leicht zerstörbaren Talk- und Glimmerschieferboden am Fusse des Tungurhaghua erreichen. Das Flussbett ist nun mehrere hundert Fuss tief im lockeren Boden eingeschnitten, die Ufer bilden senkrechte Abstürze, die Breite des in seinem engen Bette gefesselten schäumenden Flusses ist von ½ Kilometer auf kaum 20 Schritt reducirt. An der Oberfläche erscheinen neben Glimmerschiefer lose Andesitblöcke und vulkanischer Sand, schliesslich in der Nähe der Thermalquellen von Baños auch compacte schwarze Laven,

Digitized by Google

welche den Vulkan wallartig in pralligen senkrechten Wänden umsäumen. Zwei Stunden unterhalb Baños kommen wir zu einem riesigen Wasserfall (Chorrera de Agoyan), von welchem an das Flussthal sich wieder verbreitert, den Tungurhaghua in einem weiten Bogen umgürtend. Der Fluss selbst nimmt von hier aus den Namen Pastaza an. In der Nähe des Wasserfalles sieht man die schwarze Lavadecke sich über die Talk- und Glimmerschiefer der Ostcordillere ausbreiten — nach WAGNER[1] in dieselben keilartig eindringen(?).

An der NO.-Seite des Berges, welcher, von Baños aus gesehen, eine mathematisch kegelförmige Gestalt besitzt, da alle Unebenheiten nebst dem Hauptkrater auf dessen Südseite liegen, erfüllt ein schwarzer glänzender Lavastrom, El Terremoto genannt, vom letzten Ausbruche im Jahre 1793 eine Falte des Vulkanmantels und endet in malerischen schroffen Felsen bei etwa 300' Höhe und ½ Kilometer Breite am Ufer der Pastaza.

Die schwarzen Laven verschiedenen Alters, welche den Tungurhaghua zusammensetzen, zeichnen sich durch ihren, bei trachytischen Gesteinen ungewöhnlichen Reichthum an Eisenoxyden aus, obwohl der hohe SiO_2-Gehalt und geringes spec. Gew. dieselben keineswegs den Basalten zuzählen lassen, zumal die mineralogische Zusammensetzung und die chemische Natur der mineralogischen Bestandtheile mit den übrigen Andesgesteinen übereinstimmen. Das Eisen ist als Oxydul und Oxyd vorhanden und findet sich grösstentheils an SiO_2 gebunden, während in den Basalten das Eisen bekanntlich meist als Magnetit ausgeschieden wird. GÜMBEL gelang es durch andauerndes Digeriren des Gesteins vom Tungurhaghua mit concentrirter HCl 20% davon zu lösen, — es zersetzte sich dabei theilweise der Feldspath, — er vermochte aber auf diesem Wege kaum 2,8% Fe_2O_3 in Lösung zu bringen, während die Bauschanalyse des Gesteins 13,40 desselben aufweist[2]. Das Eisen ist neben Mangan, dessen Menge nach ARTOPÉ[3]

[1] WAGNER, Naturwissenschaftliche Reisen im tropischen Amerika. 1870. S. 484 u. folg.

[2] GÜMBEL op. cit. S. 359.

[3] ARTOPÉ, Über augithaltige Trachyte der Anden. Inaug.-Diss. Göttingen 1872. S. 14.

Digitized by Google

bis 0,7 % steigt, im Pyroxen und in der glasigen Mesostasis enthalten.

Die mineralogischen Bestandtheile der Tungurhaghua-Laven sind diejenigen aller südamerikanischen Andesite: zwei Andesine ($Ab_2 An_1$ und $Ab_1 An_1$), ein sehr eisenreicher Pyroxen, etwas Magneteisen und saure Glasbasis.

Die Laven vom Tungurhaghua haben schon mehrmals als Gegenstand chemischer und mikroskopischer Untersuchungen gedient[1]. Um etwas Neues in ihnen zu ermitteln, bin ich bei meinen Analysen den mechanischen Methoden von Thoulet und Fouqué gefolgt.

Es lagen mir zur Analyse 3 Handstücke vor: 1) ältere, stark poröse Lava aus dem Pastazathale bei Baños (Anal. XVI); 2) compacte, glänzende, schwarze Lava von Terremoto (Anal. XVII); 3) ein schwarz und weiss gebänderter, theils compacter, theils schlackiger loser Lavablock, welcher von der Oberfläche desselben Lavastromes beim Spratzen der gluthflüssigen Masse zur Seite geschleudert worden ist (Anal. XVIII).

XVI			XVII		
Baños.			Terremoto.		
SiO_2	=	56,50	SiO_2	=	59,33
Al_2O_3	=	15,06	Al_2O_3	=	14,28
Fe_2O_3	=	13,52	Fe_2O_3	=	10,71
CaO	=	6,23	CaO	=	6,50
MgO	=	2,72	MgO	=	3,38
K_2O	=	1,35	K_2O	=	1,79
Na_2O	=	4,55	Na_2O	=	4,07
H_2O	=	0,30	Sp. Gew.	=	2,782
(Analysirt von Gümbel op. cit. S. 360. II.)					

XVII a			XVII b		
(Grundmasse ebendaher.)			(Feldspath ebendaher.)		
SiO_2	=	60,44	SiO_2	=	54,89
Al_2O_3, Fe_2O_3	=	27,87	Al_2O_3	=	28,97
CaO	=	5,01	CaO	=	10,28
MgO	=	1,16	K_2O	=	1,72
K_2O	=	1,83	Na_2O	=	3,61
Na_2O	=	4,23	($Ab_1 An_1$)		

[1] Abich, Über Natur und Zusammenhang der vulkanischen Bildungen. S. 115. Artopé op. cit. S. 12—17. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. S. 420. Gümbel, op. cit. S. 360.

Digitized by Google

XVIII		XVIII a (Grundmasse.)	
SiO_2	= 66,29	SiO_2	= 66,89
Al_2O_3	= 13,70	Al_2O_3 + Fe_2O_3	= 21,09
Fe_2O_3	= 8,13		
CaO	= 4,26	CaO	= 4,06
MgO	= 1,30	MgO	= 1,08
K_2O	= 1,49	K_2O	= 1,73
Na_2O	= 4,85	Na_2O	= 5,11
Sp. Gew.	= 2,647	Sp. Gew.	= 2,630

XVIII b Feldspath (porphyrischer).		XVIII c Feldspath (der Grundmasse).		XVIII d Glas.	
SiO_2	= 55,60	SiO_2	= 58,01	SiO_2	= 67,56
Al_2O_3	= 30,16	Al_2O_3	= 29,08	Al_2O_3	= 14,39
CaO	= 9,09	CaO	= 5,61	FeO	= 5,33
K_2O	= 1,45	K_2O	= 1,72	CaO	= 3,26
Na_2O	= 3,60	Na_2O	= 5,58	MgO	= 2,13
($Ab_1 An_1$)		Sp. Gew.	= 2,661	K_2O	= 1,76
		($Ab_2 An_1$)		Na_2O	= 4,97
				Sp. Gew.	= 2,600

Die Analyse XVIII stimmt auffallend mit derjenigen von Artopé (op. cit. S. 14) überein, nur ist bei ihm der Eisengehalt viel geringer, weil die vom Verfasser angewandte Trennungsmethode von Eisenoxyd und Thonerde einen bedeutenden Verlust beim Zerreiben der geglühten Oxyde auch bei grösster Sorgfalt unvermeidlich macht. Ich bekam mit den Analysen von Gümbel übereinstimmende Werthe auf folgendem Wege: die nicht zu stark ausgeglühten Oxyde wurden mit concentrirter HCl im Glasballon 24 Stunden auf dem Dampfbade behandelt, wobei sich Fe_2O_3 vollständig auflöst, während Thonerde zum grössten Theil in Form farbloser oder weisser Flocken zurückbleibt. Die filtrirte Eisenlösung fälle ich mit Natronlauge in geringem Überschusse, wobei sich die mitgefällte Thonerde leicht und vollständig löst, und bringe den Niederschlag von Eisenoxyd auf das Filter. Es erscheint rathsam, um das gefällte Oxyd vollkommen von Natron zu befreien, nach dem Auswaschen dasselbe auf ein anderes Filter zu bringen, da sich die Natronlauge aus dem Filtrirpapiere sehr schwer entfernen lässt. Das Filtriren mit Chamäleonlösung ergab mir stets etwas zu hohe Werthe für Eisenoxydul, wegen der Gegenwart wenn auch kleiner Mengen freier Salzsäure, welche ebenfalls die farbige Lösung reducirt.

Digitized by Google

Ziehen wir jetzt bei den Resultaten obiger Analysen die stratigraphischen Verhältnisse in Betracht, so ist trotz der grossen Ähnlichkeit der drei Proben ein merklicher Unterschied in der Acidität derselben zu bemerken: Das Gestein XVI ist aus der Mitte eines älteren Lavastromes genommen, welcher oberflächlich zerstört seine innersten Theile vor uns entblösst hat. Es ist auch das basischste aller Handstücke und steht demnach dem Hypersthenandesite XII nahe. Das Handstück XVII ist schon viel saurer und stammt von der Oberfläche des Lavastromes von Terremoto, welcher noch nicht Zeit gehabt hat von Atmosphärilien angegriffen zu werden und dessen Conturen ein ruhiges Fliessen eines wenig von Wasserdämpfen durchtränkten Magmas vermuthen lassen. Schliesslich kommt XVIII, welches die oberste schlackige Kruste des Lavastromes darstellt und durch seine Zusammensetzung sich den vulkanischen Bomben anschliesst. Es steigt also die Acidität vom Centrum zur Peripherie des Lavastromes [1].

Unter dem Mikroskope bestehen die Gesteine XVI und XVII aus einer schwarzen, aus einem feinen Gewirr länglicher Plagioklasnädelchen, kurzsäulenförmiger Augite und schwarzem Glase bestehenden Grundmasse (XVII a) mit reichlichen makroskopischen Ausscheidungen von wasserhellem Andesin (XVII b), Augit und etwas Magneteisen.

Der porphyrische Plagioklas ist schmal leistenförmig, farblos, meist mit rundlichen, wie angeschmolzenen Umrissen, und einer dunklen Umrandung aus opaken Körnchen versehen. Häufig findet man denselben mit Augit verwachsen. Von fremden Einschlüssen enthält er Glaspartikel und nadelförmige Augitmikrolithe.

Der mikroporphyrische Augit bildet prismatische Krystalle und krystallinische Körner; Zwillinge nach $\infty P\infty$ nicht selten, ebenso Individuen, die aus optisch verschieden orientirten Körnern zusammengesetzt erscheinen.

Er ist ebenso wie der Feldspath an den Rändern angeschmolzen, enthält farblose Glaseinschlüsse und Magnetitkrystalle eingeschlossen. Die Färbung der Augite im durchfallenden Lichte ist weingelb bis grünlichgelb; Pleochroismus schwach.

[1] Reyer, Beitrag zur Physik der Eruptionen etc. S. 124.

Digitized by Google

Für den mikrolithischen Feldspath der Grundmasse ergiebt Analyse XVIIIc annähernd die Zusammensetzung $Ab_2 An_1$, also diejenige eines sauren Andesins.

Schlussbetrachtungen.

Wollen wir nun aus den obigen Betrachtungen Schlüsse über die regelmässige Reihenfolge der krystallinen Ausscheidungen aus dem Magma ziehen, so müssen wir uns wohl hüten, die für die Andesitgruppe erhaltenen Resultate auf die übrigen vulkanischen Gesteine zu erweitern. Beschränken wir uns aber auf die genannte Gruppe, so bekommen wir folgende Resultate: Der Acidität der Andesite ist keineswegs die von Rosenbusch angedeutete wichtige Rolle zuzuschreiben — es scheidet sich, wie schon erwähnt, Quarz und Olivin in demselben Gesteine zugleich aus, — ebenso beweisen die schön ausgebildeten Quarzdoppelpyramiden der Nevadite von Perucho, Puellaro Udushapa und Oña in Ecuador[1], ebenso wie die Californischen Vorkommnisse, dass sich Quarz neben Andesin aus dem Magma gleichzeitig ausgeschieden hat. Die von Rosenbusch angegebene Reihenfolge der Ausscheidungen mit steigender Acidität der ausgeschiedenen Silicate wird nur für den Plagioklas bestätigt; der makroporphyrische Andesin ist basischer als derjenige der Grundmasse, letzterer ebenfalls basischer als das dem Feldspathe nahe stehende Glas. Aus einem sauren Magma wird auch ein saurerer Andesin als aus einem basischen ausgeschieden. Daher die Annäherung der Andesine in den Daciten zum Oligoklas, in den basischen Andesiten dagegen zum Labradorit. Eine Ausnahme stellen die vulkanischen Bomben dar, in diesen kann der SiO_2-Gehalt sehr hoch sein, die Natur des Feldspathes wird aber meist in ihnen durch die Acidität des entsprechenden Lavastromes bedingt. Ich kann als Beispiel die eukritischen Bomben von Martinique citiren, in denen bei einem SiO_2-Gehalt von 63 % der Feldspath ein reiner Anorthit ist, weil die genannten Bomben im Herde des Vulkans aus dem Anorthitbasalte entstanden sind[1].

Zuerst werden in den Andesiten Kalk-, Magnesia- und

[1] Wolf op. cit. Azuay. S. 76.

[1] Verfasser, Die geognostisch. Verhältnisse der Insel Martinique. S. 37.

Digitized by Google

Natron-reiche Silicate ausgeschieden, während Kali grösstentheils in der Grundmasse zurückbleibt und am reichlichsten im Glase vorhanden ist. Aus der oben angegebenen Reihenfolge der Ausscheidung verschiedener Plagioklase in den Andesiten ist es leicht erklärlich, warum die Grundmasse dieser Gesteine, welche wesentlich aus Feldspath und Glas besteht, stets saurer ist als das Gestein im Ganzen, wenngleich der Unterschied ein sehr geringer sein kann. (In den plagioklasfreien Felsitporphyren stimmt die chemische Zusammensetzung der Grundmasse mit der Bauschanalyse vollkommen überein.)

Die Gruppe der Andesitgesteine ist von den Trachyten durch das Fehlen von Sanidin scharf getrennt, dagegen verfliessen sie mit den Feldspathbasalten durch so unmerkliche Übergänge, dass man dieselben öfters im Handstücke von einander schwerlich unterscheiden kann. Als definitives Kriterium für deren Unterscheidung könnte in solchen Fällen nur der Feldspath der typischen Ausbildungsform des Gesteins (abgesehen von vulkanischen Bomben und Schlacken, die meist eine abweichende Zusammensetzung besitzen) dienen: wo der porphyrische Feldspath ein Andesin ist, haben wir einen basaltischen Andesit vor uns; wo derselbe basischer, also ein Labradorit oder Anorthit ist, einen Basalt. Die Schwierigkeit liegt daher hauptsächlich im Aussuchen des typischen Handstückes, was in der Natur sehr leicht, im Laboratorium aber, besonders mit fremdem Material, öfters unmöglich wird. — Ich hoffe später eine vergleichend petrographische Untersuchung an den basaltischen Andesiten und olivinfreien Feldspathbasalten anstellen zu können, die vielleicht eine Grenze zwischen diesen Gesteinen zu ziehen gestatten wird.

Indem ich obige Arbeit der Öffentlichkeit übergebe, gereicht es mir zur angenehmen Pflicht meinem hochgeschätzten Freunde Prof. Dr. A. Lagorio für die Freundlichkeit und Bereitwilligkeit, mit welcher er mir sein Laboratorium in ausgiebigster Weise zur Verfügung stellte, meinen besten Dank auszusprechen.

Mineralogisches Institut der kais. Universität Warschau.
März 1885.

Digitized by Google

Neue Bestimmungen der Elasticitätsconstanten für Steinsalz und Flussspath.

Von

W. Voigt in Göttingen.

Sämmtliche Erscheinungen der Elasticität, welche ein Krystall zeigen kann, sind nummerisch bestimmt durch eine gewisse Anzahl dem Krystall individueller Zahlwerthe: durch seine Elasticitäts-Constanten. Ihre Anzahl beträgt in dem unregelmässigsten Krystallsystem, dem triklinischen, höchstens 21, in den übrigen ist sie, da man berechtigt ist anzunehmen, dass der Symmetrie der Krystallform analoge Symmetrien des elastischen Verhaltens entsprechen, geringer, am kleinsten, nämlich höchstens gleich 3, in dem regelmässigsten, dem regulären System. Die genannten Zahlen sind als die höchsten möglichen bezeichnet, weil sie sich ergeben unter alleiniger Rücksicht auf diese inneren Symmetrieverhältnisse, ohne Benutzung irgend welcher Voraussetzungen über die nächsten Ursachen der elastischen Kräfte. Macht man hingegen über dieselben gewisse Annahmen, also z. B., dass die elastischen Kräfte die Resultanten der Wechselwirkungen zwischen discreten Molekülen sind, so ergeben sich im Allgemeinen zwischen jener grösstmöglichen Zahl von Constanten noch nummerische Relationen. Es ist nun eine der interessantesten Aufgaben der Elasticitätsbeobachtungen, zu prüfen, in wie weit derartige theoretische Relationen der Wirklichkeit entsprechen, weil ihre Lösung uns Aufschluss giebt über die Zulässigkeit oder Unzulässigkeit der solchen Theorien zu Grunde liegenden Vorstellungen. Sie ist es, die mich vornehmlich zur

Digitized by Google

Wiederaufnahme der vor 9 Jahren begonnenen Beobachtungen veranlasst hat; nebenbei aber auch die Hoffnung, dass die Kenntniss der Elasticitätsconstanten für eine Reihe von Krystallen Aufschluss geben möchte über den Zusammenhang der Elasticitätsvorgänge mit andersartigen, z. B. Ausdehnung durch die Wärme, Fortwachsung u. dergl.

Eine Wiederholung meiner früheren Beobachtungen am Steinsalz[1] erschien mir nöthig, weil ich seit der Zeit ihrer Anstellung in dem fraglichen Gebiet eine Reihe von Erfahrungen gesammelt habe, welche die Vermeidung gewisser Fehlerquellen lehren, ausserdem aber, weil die eine der damals benutzten mir von Herrn Geh. Rath F. Neumann in Königsberg gegebenen Formeln[2] — die für die Torsion — sich als eine ungenügende Annäherung ergeben hat und durch eine von Saint Vénant[3] zuerst abgeleitete, von mir erweiterte[4] ersetzt werden muss. Gleiche Umstände lassen die Beobachtungen am Flussspath von H. Klang[5] ungenügend erscheinen.

Andere Bestimmungen sämmtlicher Elasticitätsconstanten eines Krystalles sind noch nicht vorhanden; die von Herrn Groth[6], Coromillas[7] und Koch[8] angestellten Messungen der Biegungen oder Biegungs-Schwingungen von Stäbchen gestatten für kein Krystallsystem die Berechnung aller Constanten, sind also zur Beantwortung der eigentlichen Hauptfrage nicht zu benutzen.

Die Anzahl der Elasticitätsconstanten eines regulären Krystalles ist, wie gesagt, höchstens gleich 3; ich werde sie mit a, b und e bezeichnen. Von ihnen und den Dimensionen L, B, D eines prismatischen Stäbchens hängt die Biegung η, welche bei einer Belastung der Mitte mit dem Gewicht P eintritt, nach der Formel ab:

---

[1] W. Voigt, Pogg. Ann. Erg.-Bd. VII, p. 1 u. 177, 1876.

[2] W. Voigt, l. c. p. 177.

[3] Saint Vénant, Mém. des Sav. etc. XIV, p. 370, 1856.

[4] W. Voigt, Wied. Ann. Bd. XVI, p. 273, 1882.

[5] H. Klang, Wied. Ann. Bd. XII, p. 321, 1881.

[6] P. Groth, Pogg. Ann. Bd. CLVII, p. 115, 1875. Berl. Ber. v. 5. Aug. 1875.

[7] Coromillas, Zeitschr. für Kryst. Bd. I, p. 407, 1877.

[8] K. R. Koch, Freiburger Berichte VIII, 2, p. 3, 1883; Wied. Ann. Bd. XVIII, p. 325, 1883.

Digitized by Google

$$\eta = \frac{PL^3}{4EBD^3}, \quad \Big| \; 1.$$

worin man gewöhnlich E den Elasticitätscoëfficienten der Substanz in der Richtung der Längsaxe nennt; besser scheint mir $1/E = \mathrm{E}$ unter dem Namen des Dehnungscoëfficienten einzuführen. Bezeichnet man die Cosinus der Winkel, welche die Längsaxe des Stäbchens mit den Krystallaxen macht, durch $\alpha\beta\gamma$, so ist für einen regulären Krystall[1]:

$$\frac{1}{E} = \mathrm{E} = \left(\frac{1}{2e} - \frac{b}{(a-b)(a+2b)}\right) - \left(\frac{1}{2e} - \frac{1}{a-b}\right)(\alpha^4+\beta^4+\gamma^4). \quad \Big| \; 2.$$

Der Drehungswinkel τ des Stäbchens, wenn das Gewicht P an dem Hebelarm R wirkt, ist hingegen gegeben durch[2]:

$$\tau = \frac{3RPL}{TBD^3\left(1 - \frac{3}{16}\frac{D}{B}F\right)}. \quad \Big| \; 3.$$

Hierin ist T eine mit E analoge Constante, statt deren ich ebenfalls für besser halte, $1/T = \mathrm{T}$ unter dem Namen des Torsionscoëfficienten einzuführen, und zwar ist, falls α_1, β_1, γ_1 die Cosinus der Winkel sind, welche die grössere Querdimension (die Breite) mit den Krystallaxen bildet:

$$\frac{1}{T} = \mathrm{T} = \frac{1}{e} - 4\left(\frac{1}{2e} - \frac{1}{a-b}\right)(\alpha^2\alpha_1^2 + \beta^2\beta_1^2 + \gamma^2\gamma_1^2). \quad \Big| \; 4.$$

F hingegen ist eine nur für gewisse Richtungen der Längsaxe völlig angebbare Function, die für die übrigen als eine unbekannte Grösse zu betrachten d. h. durch geeignete Combination von Beobachtungen zu eliminiren ist.

Ich habe die Beobachtungen ausschliesslich an zwei Gattungen von Stäbchen angestellt, welche die Angabe der entsprechenden Werthe F gestatten.

Beide Gattungen hatten die Schmalseiten in einer Würfelfläche, aber die erste (W) die Längsaxe normal zu einer Würfelfläche, die andere (G) normal zu einer Granatoëderfläche; ihre Biegung und Drillung gab 4 Bestimmungen; da aber nur 3 Elasticitätsconstanten a, b und e zu berechnen

[1] W. Voigt, l. c. p. 409.
[2] W. Voigt, l. c. p. 409.

Digitized by Google

waren, so blieb noch eine Relation zur Prüfung der Theorie übrig.

Da in den Formeln (1) und (3) die Dicke D der Stäbchen in der dritten Potenz vorkömmt, so ist die genaue Bestimmung dieser Grösse besonders wichtig. Ich habe dazu ein Sphärometer von G. Heyde in Dresden benutzt, bei welchem nach meiner Angabe der Moment der Berührung des zu messenden Gegenstandes markirt wird durch die Unterbrechung eines durch ein Telephon geleiteten Inductionsstromes. Das Instrument bedarf demgemäss keiner absolut festen Aufstellung und die Messungen können ohne wesentliche Anstrengung mit grosser Genauigkeit gemacht werden.

Gemessen wurde die Dicke in 4 der Längsaxe parallelen Punktreihen, deren zwei nahe der Mitte, zwei nahe den Rändern der Stäbchen lagen, und zwar in jeder je 5 oder 7 Mal. Für die Torsionsbeobachtungen, bei welchen jeder Querschnitt des Stäbchens in gleicher Weise in Anspruch genommen wird, ist dann als Dicke das Mittel der beobachteten Werthe auf der benutzten Länge in Rechnung zu ziehen. Nicht so bei den Biegungsversuchen, bei welchen die mittelsten Querschnitte bei weitem am meisten gespannt sind; dort war der Einfluss der wechselnden Dicke theoretisch zu untersuchen. Das Resultat ist folgendes. Beobachtet man die Dicke in $(n+1)$ gleich abstehenden Querschnitten und setzt die Dicke im $h$ten von ihnen nach der positiven oder negativen Seite von der Mitte aus:

$$\underset{\pm h}{D} = D_0 \pm h\triangle + h^2\triangle_1, \qquad \Big| \; 5.$$

bestimmt aus den $(n+1)$ Beobachtungen die Werthe D_0, $\triangle$ und $\triangle_1$, so ist die in Rechnung zu ziehende Dicke gegeben durch:

$$(D) = D_0 + \frac{n^2}{40}\left(\triangle_1 - \frac{2\triangle^2}{D_0}\right). \qquad \Big| \; 6.$$

Z. B. gaben die 4×7 Reihen Beobachtungen am Stäbchen W I. die Resultate (in Trommeltheilen des Sphärometers):

1573,5 1583,5 1294,5 1600,5 1604 1604 1596,5,

man hat also die 7 Gleichungen:

$$1573{,}5 = D_0 - 3\triangle + 9\triangle_1$$
$$1583{,}5 = D_0 - 2\triangle + 4\triangle_1$$

Digitized by Google

$$1594{,}5 = D_0 - \triangle + \triangle_1$$
$$1600{,}5 = D_0$$
$$1604{,}0 = D_0 + \triangle + \triangle_1$$
$$1604{,}0 = D_0 + 2\triangle + 4\triangle_1$$
$$1596{,}5 = D_0 + 3\triangle + 2\triangle_1,$$

hieraus folgt:

$$D_0 = 1600{,}7, \quad \triangle = 4{,}3, \quad \triangle_1 = -1{,}7,$$

und wenn man diese Zahlen in die rechten Seiten der 7 Gleichungen einsetzt, die Werthreihe:

1572,1 1585,1 1594,7 1600,7 1603,3 1602,3 1597,9,

welche die Dicken desjenigen Stäbchens giebt, das durch die Formel (5) an Stelle des eigentlich gegebenen gesetzt ist. Zugleich folgt:

$$(D) = 1599{,}2.$$

Für die in Rechnung zu ziehenden Breiten sind einfach die Mittelwerthe der beobachteten auf den benutzten Theilen der Stäbchen einzuführen.

I. Steinsalz.

Die Steinsalzstäbchen sind aus Stassfurter Spaltungsstücken von Dr. Steeg und Reuter in Homburg v. d. H. hergestellt. Wegen der grossen Weichheit des Materials waren die Flächen wenig eben und die Bestimmung der wahren Dimensionen mit grosser Mühe verknüpft. Ich gebe im Folgenden die Mittel der vier auf denselben Querschnitt bezüglichen Messungen für D und der zwei entsprechenden für B an.

Die Einheiten sind Trommeltheile des Sphärometers = $\frac{1}{99{,}7}$ mm.

Dimensionen.

WI. $D = 1573{,}5\ 1583{,}5\ 1594{,}5\ 1600{,}5\ 1604{,}0\ 1604{,}0\ 1596{,}5$
$D_0 = 1600{,}7, \quad \triangle = 4{,}3, \quad \triangle_1 = -1{,}70$
$B = 6031{,}5\ 6040\ \ 6041{,}5\ 6043{,}5\ 6046\ \ 6042{,}5\ 6031$

WII. $D = 1504{,}0\ 1518{,}0\ 1527{,}0\ 1531{,}5\ 1536{,}0\ 1538{,}0\ 1531{,}0$
$D_0 = 1533{,}2 \quad \triangle = 4{,}6 \quad \triangle_1 = -1{,}67$
$B = 6019\ \ 6023\ \ 6026\ \ 6024\ \ 6023\ \ 6024\ \ 6015$

WIII. $D = 1571{,}0\ 1578{,}0\ 1579{,}0\ 1576{,}0\ 1572{,}0\ 1565{,}0\ 1553{,}0$
$D_0 = 1577{,}1 \quad \triangle = 3{,}1 \quad \triangle_1 = -1{,}63$
$B = 6030\ \ 6041\ \ 6043\ \ 6045\ \ 6043\ \ 6035\ \ 6024$

Digitized by Google

WIV. $D = 1529{,}0\ 1540{,}5\ 1546{,}0\ 1551{,}0\ 1557{,}0\ 1558{,}0\ 1552{,}0$
$D_0 = 1552{,}8 \quad \triangle = 4{,}1 \quad \triangle_1 = -1{,}3$
$B = 6046 \quad 6050 \quad 6052 \quad 6047 \quad 6051 \quad 6048 \quad 6039$

GI. $D = 1609{,}5\ 1590{,}0\ 1563{,}0\ 1541{,}5\ 1528{,}0\ 1524{,}0\ 1521{,}0$
$D_0 = 1543{,}7 \quad \triangle = 15{,}5 \quad \triangle_1 = 2{,}5$
$B = 5840 \quad 5897 \quad 5916 \quad 5926 \quad 5934 \quad 5945 \quad 5926$

GII. $D = 1540{,}0\ 1556{,}0\ 1567{,}0\ 1579{,}2\ 1597{,}0\ 1618{,}0\ 1635{,}0$
$D_0 = 1579{,}2 \quad \triangle = 15{,}1 \quad \triangle_1 = 1{,}36$
$B = 5918 \quad 5927 \quad 5925 \quad 5923 \quad 5913 \quad 5899 \quad 5880$

GIII. $D = 1607{,}0\ 1584{,}0\ 1555{,}0\ 1532{,}0\ 1521{,}0\ 1521{,}0\ 1516{,}0$
$D = 1535{,}6 \quad \triangle = 15{,}4 \quad \triangle_1 = 3{,}1$
$B = 5876 \quad 5903 \quad 5917 \quad 5926 \quad 5933 \quad 5943 \quad 5918$

GIV. $D = 1607{,}0\ 1589{,}0\ 1566{,}5\ 1544{,}0\ 1527{,}0\ 1514{,}0\ 1497{,}0$
$D_0 = 1544{,}1 \quad \triangle = 18{,}6 \quad \triangle_1 = 0{,}8$
$B = 5899 \quad 5919 \quad 5916 \quad 5914 \quad 5901 \quad 5888 \quad 5873$

Von den Biegungen theile ich nur die Mittelwerthe eines in bestimmter Weise, um die Fehler der Schraube des Mikrometermikroskopes zu eliminiren, combinirten Systems von 12 bis 16 Belastungen mit, reducirt auf die Belastung 1 Gramm. Die Einheiten sind Theile des Mikrometermikroskops $= \frac{1}{1000}$ mm. P ist die Belastung mit der operirt wurde, ϑ die Temperatur in Celsius-Graden, L die benutzte Stäbchenlänge in Millimetern gegeben. E ist nach Formel (1) berechnet, die Einheiten sind Millionen Gramm.

Biegungen.

WI. $L = 64,\ B = 6041,\ D = 1599{,}2,\ P = 100.\ \vartheta = 20^0$
$\eta_1 = 0{,}6225 \qquad E_w = 4{,}175$

WII. $L = 64,\ B = 6023,\ D = 1531{,}7,\ P = 100.\ \vartheta = 20^0$
$\eta_1 = 0{,}7090 \qquad E_w = 4{,}182$

WIII. $L = 64,\ B = 6039,\ D = 1575{,}6,\ P = 100.\ \vartheta = 19{,}5^0$
$\eta_1 = 0{,}6455 \qquad E_w = 4{,}210$

WIV. $L = 64,\ B = 6049,\ D = 1551{,}6,\ P = 100.\ \vartheta = 20^0$
$\eta_1 = 0{,}6810 \qquad E_w = 4{,}175$

Im Mittel $E_w = 4{,}186,\ E_w = 0{,}2389$

GI. $L = 64,\ B = 5917,\ D = 1545{,}7,\ P = 100.\ \vartheta = 20^0$
$\eta_1 = 0{,}848 \qquad E_g = 3{,}468$

Digitized by Google

GII. $L = 64$, $B = 5914$, $D = 1580{,}2$, $P = 100$, $\vartheta = 20^0$
$\eta_1 = 0{,}7905$ $E_g = 3{,}480$

GIII. $L = 64$, $B = 5935$, $D = 1538{,}1$, $P = 100$, $\vartheta = 18^0$
$\eta_1 = 0{,}8530$ $E_g = 3{,}488$

GIV. $L = 64$, $B = 5904$, $D = 1544{,}4$, $P = 100$, $\vartheta = 20^0$
$\eta_1 = 0{,}8460$ $E_g = 3{,}491$

Im Mittel $E_g = 3{,}482$, $E_g = 0{,}2871$.

Die Werthe für E_w und E_g sind beide etwas grösser, als die von mir früher erhaltenen[1] $E_w = 4{,}10_3$, $E_g = 3{,}41_0$, und noch mehr als die von Herrn K. R. Koch[2] mitgetheilten. Der Unterschied gegen meine früheren Resultate ist meines Erachtens daher gekommen, dass ich jetzt die geringe Krümmung der Breitseiten der Stäbchen nach den Rändern zu, welche dort die Dicke vermindert, in Rechnung gezogen habe und früher nicht. Worin die Differenz gegen Herrn Koch's Werthe ihren Grund hat, kann ich nicht mit Sicherheit angeben, vielleicht in der Verschiedenheit des bei der Dicke-Messung ausgeübten Druckes.

Von den Drillungsbeobachtungen gebe ich für die Stäbchen W wiederum nur die der Belastung mit 1 Gramm entsprechenden Drehungswinkel in Theilen des Halbmessers, welche aus einer grossen Anzahl von Beobachtungen, die so combinirt waren, dass sich aus ihnen die Wirkung der Reibung in den Drehungsaxen eliminiren liess, berechnet sind. T ist daraus nach Formel (3) gewonnen, indem darin ausser den unten angeführten Werthen R der Hebelarm = 36,80 mm. und $F = 3{,}361$ (welches sein Werth für die Stäbchen der Gattung W ist) eingesetzt sind.

Drillungen.

WI. $L = 44{,}75$, $B = 6043$, $D = 1598{,}2$, $P = 10$, $\vartheta = 21^0$
$\tau_1 = 0{,}0001800$ $T_w = 1{,}296$

WII. $L = 45{,}65$, $B = 6024$, $D = 1530{,}6$, $P = 10$, $\vartheta = 21^0$
$\tau_1 = 0{,}0002085$ $T_w = 1{,}292$

WIII. $L = 46{,}20$, $B = 6042$, $D = 1574{,}6$, $P = 10$, $\vartheta = 20^0$
$\tau_1 = 0{,}0001945$ $T_w = 1{,}292$

[1] W. Voigt, Pogg. Ann. Erg.-Bd. VII, p. 45, 1876.
[2] K. R. Koch, Wied. Ann. Bd. V, p. 251, 1878.

Digitized by Google

WIV. $L = 45{,}4$, $B = 6050$, $D = 1550{,}7$, $P = 10$, $\vartheta = 20^0$
$\tau_1 = 0{,}0001998$ $T_w = 1{,}289$
Im Mittel $T_w = 1{,}292$, $T_w = 0{,}7740$

Da für Stäbchen der Gattung W in den Formeln (2) und (4) $\alpha = 1$, $\beta = \gamma = 0$ ist, für die von der Gattung G aber $\alpha = \beta = \frac{1}{\sqrt{2}}$, $\gamma = 0$, so folgt:

$$\left.\begin{aligned} \frac{1}{E_w} &= E_w = \frac{a+b}{(a-b)(a+2b)} \\ \frac{1}{E_g} &= E_g = \frac{1}{4e} + \frac{a}{2(a-b)(a+2b)} \\ \frac{1}{T_w} &= T_w = \frac{1}{e} \end{aligned}\right| \quad 7.$$

und es bestimmt sich aus diesen Gleichungen:

$$a = 4{,}753,\ b = 1{,}313,\ e = 1{,}292.$$

Diese Werthe sind gleichfalls in Millionen Grammen gegeben und gelten für 20° C. Sie zeigen, dass sehr nahezu

$$b = e$$

ist. Diese Relation hat Poisson[1] aus einer speciellen Theorie abgeleitet, welche voraussetzt, dass die einzelnen Moleküle der regulären Krystalle auf einander Kräfte ausüben, welche nur von ihrer gegenseitigen Entfernung abhängen, dass sie also keine Polarität besitzen, vermöge deren die Wirkung bei gleichbleibender Entfernung sich mit der Richtung nach dem Nachbarmoleküle ändert. Diese Voraussetzung kann in jedem Falle nicht streng gelten, denn sie macht die Bildung eines Krystalles unbegreiflich, man erkennt aber aus den obigen Resultaten, dass es Körper giebt, auf welche sie sehr nahe anwendbar ist, dass nämlich die Steinsalzmoleküle eine so schwache Polarität besitzen, dass dieselbe auf die Elasticitätserscheinungen keinen merklichen Einfluss besitzt.

Zur Prüfung der Theorie habe ich noch ein Stäbchen der Gattung G gedrillt und erhalten:

GI. $L = 44{,}95$, $B = 5924$, $D = 1549{,}5$, $P = 10$, $\vartheta = 20^0$
$\tau_1 = 0{,}0002003$

[1] Poisson, Mém. de l'Ac. XVIII, p. 119, 1842.

Digitized by Google

Die Berechnung hat nach der Formel (3) zu geschehen, darin nach der Theorie gesetzt

$$F = 3{,}361 \cdot \sqrt{\frac{2e}{a-b}}$$

und $T_g = T_w$, d. h. also nach der Formel:

$$\tau = \frac{3RPL}{T_w B D^3 \left(1 - \frac{3 \cdot 3{,}361}{16} \frac{D}{B} \sqrt{\frac{2e}{a-b}}\right)} \quad 8.$$

Man erhält

$$T_w = 1{,}276$$

also vollständige Übereinstimmung mit dem obigen Werthe.

II. Flussspath.

Die Flussspathstäbchen sind aus einem fast wasserhellen Spaltungsstück, vom Brienzer See stammend, welches ich der Freundlichkeit von Hrn. Prof. C. Klein verdanke, von Voigt und Hochgesang in Göttingen sehr vollkommen hergestellt. Sie gehören zu denselben Gattungen W und G wie die aus Steinsalz gefertigten und zwar waren durch eine Reihe von Unglücksfällen, die zumeist durch die Sprödigkeit des Materials bedingt waren, zu Anfang der eigentlichen Messungen nur noch zwei der Gattung W übrig.

Die angestellten Messungen theile ich in derselben Weise wie beim Steinsalz mit.

Dimensionen.

WIII. $D = 626{,}0\ \ 638{,}5\ \ 647{,}0\ \ 653{,}0\ \ 654{,}5$
$D_0 = 647{,}4 \quad \triangle = 7{,}15 \quad \triangle_1 = -1{,}75$
$B = 5363\ \ 5355\ \ 5348\ \ 5338\ \ 5330$

WIV. $D = 625{,}5\ \ 634{,}0\ \ 640{,}5\ \ 642{,}0\ \ 644{,}0$
$D_0 = 639{,}8 \quad \triangle = 4{,}5 \quad \triangle_1 = -1{,}3$
$B = 5364\ \ 5359\ \ 5351\ \ 5344\ \ 5338$

GI. $D = 898{,}5\ \ 906{,}5\ \ 912{,}0\ \ 917{,}5\ \ 923{,}5\ \ 928{,}0\ \ 931{,}0$
$D_0 = 914{,}1 \quad \triangle = 5{,}4 \quad \triangle_1 = -034$
$B = 5318\ \ 5312\ \ 5311\ \ 5310\ \ 5311\ \ 5313\ \ 5314$

GII. $D = 933{,}5\ \ 925{,}0\ \ 917{,}0\ \ 910{,}0\ \ 903{,}5\ \ 896{,}5\ \ 888{,}0$
$D_0 = 910{,}8 \quad \triangle = 7{,}4 \quad \triangle_1 = -0{,}07$
$B = 5318\ \ 5317\ \ 5315\ \ 5314\ \ 5316\ \ 5319\ \ 5319$

Digitized by Google

GIV. $D = 618{,}0\ 630{,}5\ 642{,}0\ 647{,}5\ 649{,}5$
$D_0 = 641{,}4 \quad \triangle = 8{,}0 \quad \triangle_1 = -1{,}93$
$B = 5309\ 5309\ 5309\ 5309\ 5314$

GV. $D = 647{,}5\ 650{,}0\ 647{,}5\ 636{,}0\ 620{,}0$
$D_0 = 646{,}8 \quad \triangle = 6{,}9 \quad \triangle_1 = -3{,}3$
$B = 5321\ 5321\ 5319\ 5319\ 5322$

Biegungen.

WIII. $L = 42{,}0,\ B = 5347,\ D = 646{,}6,\ P = 50,\ \vartheta = 20^0$
$\eta_1 = 0{,}896 \quad E_w = 14{,}04$

WIV. $L = 40{,}1,\ B = 5351,\ D = 639{,}2,\ P = 60,\ \vartheta = 20^0$
$\eta_1 = 0{,}8183 \quad E_w = 13{,}84$

Im Mittel $E_w = 13{,}94$, $E_w = 0{,}07175$

GI. $L = 48,\ B = 5313,\ D = 917{,}8,\ P = 100,\ \vartheta = 21^0{,}5$
$\eta_1 = 0{,}6985 \quad E_g = 9{,}460$

GII. $L = 36,\ B = 5317,\ D = 910{,}6,\ P = 150,\ \vartheta = 20^0(?)$
$\eta_1 = 0{,}297 \quad E_g = 9{,}610$

GIV. $L = 48{,}35,\ B = 5310,\ D = 640{,}6,\ P = 50,\ \vartheta = 19^0{,}5$
$\eta_1 = 2{,}080 \quad E_g = 9{,}515$

GV. $L = 48{,}0,\ B = 5320,\ D = 645{,}4,\ P = 50,\ \vartheta = 20^0(?)$
$\eta_1 = 1{,}991 \quad E_g = 9{,}527$

Im Mittel $E_g = 9{,}527$, $E_g = 0{,}1050$.

Bei den Drillungsbeobachtungen zersprang auch noch *W* III. Ich habe dennoch zunächst nur *W* IV. in zwei verschiedenen Längen beobachtet. Der Abstand Scala-Spiegel war hier = 2655 mm.

Drillungen.

WIV. $L = 23{,}85,\ B = 5351,\ D = 639{,}5,\ P = 6,\ \vartheta = 20^0$
$\tau_1 = 0{,}0005783 \quad T_w = 3{,}415$
$L = 36{,}05,\ B = 5351,\ D = 640{,}2,\ P = 6,\ \vartheta = 21^0$
$\tau_1 = 0{,}000875 \quad T_w = 3{,}395$

Aus dem Mittel dieser beiden, nämlich $T_w = 3{,}405$ und $E_w = 13{,}94$, sowie $E_g = 9{,}527$, kann man nun nach (7) vorläufig die Constanten *a*, *b* und *c* berechnen, ihre Werthe in der Formel (8) in das kleine Glied des Nenners einsetzen, und dann auch Stäbchen der Gattung *G* zur Bestimmung von

Digitized by Google

T_w benutzen. Ich habe zwei Reihen Drillungsbeobachtungen angestellt:

G IV. $L = 33{,}2$, $B = 5309$, $D = 640{,}0$, $P = 5$, $\vartheta = 19{,}5^0$
$\tau_1 = 0{,}000810$ $T_w = 3{,}344$

G V. $L = 31{,}05$, $B = 5320$, $D = 646{,}7$, $P = 6$, $\vartheta = 21{,}5^0$
$\tau_1 = 0{,}0007275$ $T_w = 3{,}366$.

Diese Werthe stimmen durchaus mit den obigen und enthalten eine neue Bestätigung der Theorie. Alle Werthe zusammen ergaben

im Mittel $T_w = 3{,}380$, $T_w = 0{,}2960$.

Diese in die Formeln (7) eingesetzt gestatten die Elasticitäts-Constanten des Flussspathes für eine Temperatur von 20° C. zu berechnen; man erhält in Millionen Grammen:

$$a = 14{,}55 \qquad b = 2{,}290 \qquad e = 3{,}380.$$

Doch ist zu bemerken, dass diese Zahlen nicht so sicher sind, wie die E und T selbst, da sehr kleine Änderungen der letzteren ziemlich bedeutende der ersteren zur Folge haben.

Es gilt also bei Flussspath die Poisson'sche Relation

$$b = e$$

auch nicht angenähert. Nach dem oben Erörterten folgt daraus, dass die dieser Relation zu Grunde liegende Voraussetzung: die Moleküle des Krystalles übten nach allen Richtungen hin in gleiche Entfernungen gleiche Kräfte aus, beim Flussspath auch nicht angenähert zutrifft, sondern seine Moleküle eine starke Polarität besitzen. Ein Beweis gegen die allgemeine Poisson'sche Theorie, welche eine Polarität voraussetzt und dann die Relation $b = e$ nicht ergiebt, liegt aber in diesen Beobachtungsresultaten keineswegs.

Ich benutze die Gelegenheit, um gegen eine Folgerung Einspruch zu erheben, welche Herr Mallard aus meinen früheren Beobachtungen zieht[1]. Derselbe versucht nachzuweisen, dass aus den Symmetrieverhältnissen der regulären

[1] E. Mallard, Traité de Cristallographie, Paris 1884, p. 58.

Digitized by Google

Krystalle ein elastisches Verhalten folgen würde, welches mit dem unkrystallinischer Medien übereinstimmt, und folgert aus meinen Beobachtungen, welche das letztere nicht ergaben, dass daher die anscheinend regulären Krystalle Gebilde niederer Symmetrie wären. Die Prämisse dieser Schlussreihe ist aber falsch, denn aus den Symmetrieverhältnissen des regulären Systemes folgt gar nicht, was Herr MALLARD behauptet.

Dies lässt sich leicht nachweisen. Das Potential F_6 der elastischen Kräfte in einem regulären Krystall schreibe ich nach NEUMANN, KIRCHHOFF[1] u. s. f. in der Form:

$$2F_6 = a(x_x^{02} + y_y^{02} + z_z^{02}) + 2b(x_x^0 y_y^0 + y_y^0 z_z^0 + z_z^0 x_x^0) + e(x_y^{02} + y_z^{02} + z_x^{02}),$$

wobei die Krystallaxen die Coordinatenaxen x^0, y^0, z^0 sind. Führe ich ein um 45° gegen dieses gedrehtes Coordinatensystem x, y, z ein, so ist zu setzen:

$$x_x^0 = \tfrac{1}{2}(x_x + y_y - x_y), \quad y_y^0 = \tfrac{1}{2}(x_x + y_y + x_y), \quad z_z^0 = z_z$$

$$x_y^0 = x_x - y_y, \quad y_z^0 = \frac{1}{\sqrt{2}}(y_z + z_x), \quad z_x^0 = -\frac{1}{\sqrt{2}}(y_z - z_x)$$

und dies giebt:

$$2F_6 = \frac{a+b+2e}{2}(x_x^2 + y_y^2) + az_z^2 + x_x y_y(a+b-2e) + z_z(x_x + y_y)2b + x_y^2\frac{a-b}{2} + (y_z^2 + z_x^2)c.$$

In dieser Form ist das Potential identisch mit dem des quadratischen Systemes, bezogen auf die Krystallaxen; denn dieses schreibt sich nach KIRCHHOFF:

$$2F_4 = a(x_x^2 + y_y^2) + a' z_z^2 + b x_x y_y + b' z_z(x_x + y_y) + c x_y^2 + c'(y_z^2 + z_x^2);$$

es sind also auch die neuen Coordinatenebenen, speciell die ZX und ZY, welche die Winkel der krystallographischen Hauptebenen halbiren, Symmetrieebenen. Die Relation $\frac{a-b}{2} = e$, welche Herr MALLARD als hierzu erforderlich hinstellt[2] und welche in der That eine Übereinstimmung des

[1] KIRCHHOFF, Mechanik p. 391, 1876.

[2] E. MALLARD, l. c. p. 39.

Digitized by Google

Verhaltens der regulären Krystalle und der unkrystallinischen Medien ergeben würde, wird also durch die Symmetrieverhältnisse des Krystallsystemes durchaus nicht gefordert. Sie ergiebt sich nur, wenn man die Hauptebenen des regulären Systemes und die Halbirungsebenen ihrer Winkel als gleichwerthige Symmetrieebenen ansieht und dazu ist nicht die geringste Veranlassung vorhanden.

Mit der Prämisse Herrn MALLARD's werden natürlich auch alle daran geknüpften Folgerungen hinfällig.

Göttingen, October 1884.

Berichtigungen.

S. 35 Z. 11 v. u. statt arsénio I sulfuré: arsénio-sulfuré; S. 88 Z. 2 v. u. statt 107° 16′: 137° 16′; S. 88 Z. 4 v. u. statt 107°: 137°.

Digitized by Google

Experimentelle Prüfung der aus den Fresnel'schen Gesetzen der Doppelbrechung abgeleiteten Gesetze der Totalreflexion.

Von

Joh. Danker in Stargard in Pommern.

(Mit Tafel XV. XVI und 3 Holzschnitten.)

Einleitung.

Fällt diffuses homogenes Licht auf eine ebene Fläche eines optisch anisotropen Krystalls, welche von einer stärker brechenden Flüssigkeit bedeckt ist, so tritt in jeder Einfallsebene von zwei bestimmten Einfallswinkeln an totale Reflexion ein. Beobachtet man die Erscheinung mit einem auf parallele Strahlen eingestellten Fernrohr, z. B. an dem Totalreflectometer von Herrn F. KOHLRAUSCH, so bemerkt man, dass die Gebiete des total reflectirten und des partiell reflectirten Lichtes sich im Gesichtsfelde in einer scharfen Grenzlinie berühren, welche im allgemeinen unter einem von 90° verschiedenen Winkel gegen die Einfallsebene, d. i. die Verbindungsebene der Normale der Grenzebene und der optischen Axe des Fernrohrs, geneigt ist. Es sind für den Beginn der totalen Reflexion also zwei Winkel characteristisch: 1^0 der Grenzwinkel, d. h. der Winkel, welchen die Normale der Grenzebene mit der optischen Axe des Fernrohrs bildet, wenn die Stellung des letzteren so gewählt ist, dass die Grenzlinie durch den Mittelpunkt des Fadenkreuzes geht; 2^0 der Neigungswinkel der Grenzlinie gegen die Einfallsebene.

Digitized by Google

Eine zur experimentellen Bestimmung des Grenzwinkels geeignete Vorrichtung ist zuerst von WOLLASTON[1] construirt worden; in neuester Zeit wurde das Beobachtungsverfahren wesentlich verbessert[2], namentlich durch Herrn F. KOHLRAUSCH[3].

Der Zweck, welchen man mit der Bestimmung des Grenzwinkels verfolgte, war zunächst, die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichtes in isotropen Körpern zu ermitteln. Dieselbe ergiebt sich aus der Relation

$$\frac{\sin i_0}{v} = \frac{1}{q}, \tag{1}$$

in welcher $\sin i_0$ den gemessenen Grenzwinkel, v die bekannte Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Flüssigkeit und q die gesuchte Lichtgeschwindigkeit in dem schwächer brechenden Mittel bedeuten. Solche Beobachtungen führten nächst WOLLASTON die Herren C. CHRISTIANSEN, E. WIEDEMANN, TERQUEM und TRANNIN, V. VON LANG[4], G. SIEBEN[5] u. A. aus.

Ferner wurde der Grenzwinkel beobachtet, um die Hauptlichtgeschwindigkeiten von Krystallen zu bestimmen; und zwar bediente man sich solcher Grenzebenen, welche einer optischen Symmetrieebene des benutzten Krystalls parallel gingen; an ihnen ergeben sich die den Hauptlichtgeschwindigkeiten ent-

---

[1] WOLLASTON: A method of examining refractive and dispersive powers etc. Philos. Transact. Roy. Soc. 1802. **92**. 365.

[2] C. CHRISTIANSEN: Über das Brechungsverhältniss des Fuchsins. POGG. Ann. 1871. **143**. 250. — E. ABBE: Neue Apparate zur Bestimmung des Brechungs- und Zerstreuungsvermögens etc. Jena 1874. — E. WIEDEMANN: Methoden zur Bestimmung des Brechungsexponenten etc. POGG. Ann. 1876. **158**. 375. Arch. des sc. phys. et nat. 1874. **51**. 340. — TERQUEM und TRANNIN: Neue Methode zur schnellen Bestimmung des Brechungsindexes etc. POGG. Ann. 1876. **157**. 304. Journ. d. phys. théor. et appl. 1875. **4**. — G. QUINCKE: Die Bestimmung der Brechungsexponenten mit totaler Reflexion. Festschr. naturf. Ges. Halle 1879. 321. — K. FEUSSNER: Über eine neue Methode der Brechungsexponentbestimmung mittelst Totalreflexion. Inaug.-Diss. Marburg 1882.

[3] F. KOHLRAUSCH: Über die Ermittelung von Lichtbrechungsverhältnissen durch Totalreflexion. WIEDEM. Ann. 1878. **4**. 1. — 1882. **16**. 609.

[4] V. v. LANG: Bestimmung des Brechungsquotienten einer conc. Cyaninlösung. Sitzungsber. Akad. Wien. 1881. **84** (2). 361.

[5] G. SIEBEN: WIEDEM. Ann. 1884. **23**. 312.

Digitized by Google

sprechenden Grenzwinkel, wenn auch die Einfallsebene mit einer optischen Symmetrieebene zusammenfällt und es geschieht die Berechnung nach (1). Hierher gehören die Beobachtungen der Herren F. KOHLRAUSCH, G. QUINCKE, MATTHIESSEN[1], K. FEUSSNER.

Endlich benutzte man Beobachtungen von Grenzwinkeln auch zur experimentellen Prüfung der von HUYGHENS und FRESNEL entdeckten Gesetze der Doppelbrechung. Eine solche Prüfung unternahmen WOLLASTON[2] und Herr W. KOHLRAUSCH[3], indem sie bei beliebiger Lage von Grenzebene und Einfallsebene an doppeltbrechenden Krystallen Grenzwinkel bestimmten. Die letzteren sind dann abhängig von den optischen Constanten des Krystalls und des umgebenden Mittels, sowie von denjenigen Grössen, welche die Lage der Grenzebene und der Einfallsebene zu den optischen Symmetrieaxen des Krystalls angeben.

Während also in den beiden ersten Fällen der Grenzwinkel mit der gesuchten Lichtgeschwindigkeit durch eine sehr einfache Relation verbunden ist, finden hier complicirtere Abhängigkeitsverhältnisse statt. WOLLASTON und Herr W. KOHLRAUSCH versuchten jedoch nicht, das Gesetz dieser Abhängigkeit aus den Gesetzen der Doppelbrechung abzuleiten; sie gingen vielmehr von Hypothesen aus, welche sie experimentell zu beweisen suchten. Die Ableitung der Gesetze der Totalreflexion, soweit sie die Richtungen der gebrochenen Wellennormalen und der zugehörigen Strahlen betreffen, ist erst vor kurzem von Herrn TH. LIEBISCH durchgeführt worden[4]. Ich habe versucht die von ihm erhaltenen Ergebnisse experimentell zu prüfen und theile hier die Resultate meiner Beobachtungen mit. Es handelt sich dabei um die Prüfung folgender Relationen.

---

[1] L. MATTHIESSEN: Eine neue Messungsmethode der Constanten optisch ein- und zweiaxiger Krystalle. Zeitschr. f. Math. u. Phys. 1878. **23**. 187—191.

[2] WOLLASTON: Philos. Transact. 1802. **92**. II. 381.

[3] W. KOHLRAUSCH: WIEDEM. Ann. 1879. **6**. 86. — 1879. **7**. 427.

[4] TH. LIEBISCH: Über die Totalreflexion an optisch einaxigen Krystallen. Dies. Jahrb. 1885. I. 248. Über die Totalreflexion an doppeltbrechenden Krystallen. Dies. Jahrb. 1885. II. 181.

Digitized by Google

a. Optisch einaxige Krystalle.

Der Character der Doppelbrechung sei negativ, die Hauptlichtgeschwindigkeiten seien a und c ($a > c$). Ferner bedeute μ den Winkel der Normale der Grenzebene zur optischen Axe, δ den Winkel zwischen der Einfallsebene und dem Hauptschnitt der Grenzebene (Azimut der Einfallsebene), i_0 den der ungewöhnlichen Welle entsprechenden Grenzwinkel. Dann ist:

$$\text{(2)} \qquad \frac{\sin^2 i_0}{v^2} = \frac{1}{a^2} \cdot \frac{a^2 - (a^2 - c^2)\cos^2\mu}{a^2 - (a^2 - c^2)(\cos^2\mu + \sin^2\mu\cos^2\delta)},$$

oder:

$$\frac{\sin i_0}{v} = \frac{\cos\varkappa\cos\lambda}{c}$$

wenn:

$$\sin\varkappa = \frac{\sqrt{(a+c)(a-c)}}{a}\cos\mu$$

$$\tan\lambda = \frac{\sqrt{(a+c)(a-c)}}{c}\sin\mu\sin\delta$$

gesetzt wird.

b. Optisch zweiaxige Krystalle.

Es bedeuten X, Y, Z die Axen der grössten, mittleren und kleinsten optischen Elasticität; a, b, c ($a > b > c$) die Hauptlichtgeschwindigkeiten, Z' die Normale der Grenzebene, Y' die Normale der Einfallsebene, X' die Schnittgerade von Grenzebene und Einfallsebene, 2V den von der Z-Axe halbirten Winkel der optischen Axen, 2U den Winkel der Strahlenaxen. Die Grenzwinkel seien bezeichnet mit i_0 für die schnellere und mit i'_0 für die langsamere Welle.

a. Die Grenzebene ist parallel zu einer optischen Symmetrieebene.

Grenzebene:	Azimut der Einfallsebene:		
YZ	$\delta = (YX')$	$\frac{\sin i_0}{v} = \frac{1}{a}, \frac{\sin^2 i'_0}{v^2} = \frac{1}{b^2 - (b^2 - c^2)\cos^2\delta}$	
(3) ZX	$\delta = (ZX')$	$\frac{\sin i'_0}{v} = \frac{1}{b}, \frac{\sin^2 i_0}{v^2} = \frac{1}{c^2 + (a^2 - c^2)\cos^2\delta}$	$0 < \delta < V$
		$\frac{\sin i_0}{v} = \frac{1}{b}, \frac{\sin^2 i'_0}{v^2} = \frac{1}{c^2 + (a^2 - c^2)\cos^2\delta}$	$V < \delta < \frac{\pi}{2}$
XY	$\delta = (XX')$	$\frac{\sin i'_0}{v} = \frac{1}{c}, \frac{\sin^2 i_0}{v^2} = \frac{1}{a^2 - (a^2 - b^2)\cos^2\delta}$	

Digitized by Google

b. Die Grenzebene ist parallel zu einer optischen Symmetrieaxe und die Einfallsebene parallel zu der auf dieser Axe senkrechten Symmetrieebene.

(4)

Grenzebene parallel zur Axe:	Einfallsebene:	μ bedeutet die Neigung der Grenzebene zur Axe:	
X	YZ	Z	$\frac{\sin i_0}{v} = \frac{1}{a}, \frac{\sin^2 i'}{v^2} = \frac{1}{c^2} - \left(\frac{1}{c^2} - \frac{1}{b^2}\right)\cos^2\mu$
Y	ZX	X	$\frac{\sin i'_0}{v} = \frac{1}{b}, \frac{\sin^2 i_0}{v^2} = \frac{1}{a^2} - \left(\frac{1}{a^2} - \frac{1}{c^2}\right)\cos^2\mu, 0 < \mu < U$ $\frac{\sin i_0}{v} = \frac{1}{b}, \frac{\sin^2 i'_0}{v^2} = \frac{1}{a^2} - \left(\frac{1}{a^2} - \frac{1}{c^2}\right)\cos^2\mu, U < \mu < \frac{\pi}{2}$
Z	XY	Y	$\frac{\sin i_0}{v} = \frac{1}{c}, \frac{\sin^2 i_0}{v^2} = \frac{1}{b^2} - \left(\frac{1}{b^2} - \frac{1}{a^2}\right)\cos^2\mu$

c. Die Schnittgerade X′ von Grenzebene und Einfallsebene ist eine optische Symmetrieaxe.

(5)

X′ parallel:	
X	$\frac{\sin i_0}{v} = \frac{1}{b}, \frac{\sin i'_0}{v} = \frac{1}{c}$
Y	$\frac{\sin i_0}{v} = \frac{1}{a}, \frac{\sin i'_0}{v} = \frac{1}{c}$
Z	$\frac{\sin i_0}{v} = \frac{1}{a}, \frac{\sin i'_0}{v} = \frac{1}{b}$

Die Beobachtungen von Wollaston.

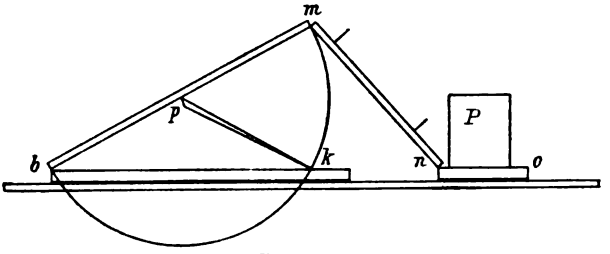
Wollaston[1] bediente sich einer Vorrichtung[2], welche nicht die Grenzwinkel angab, sondern, wie er meinte, die gesuchten Brechungsindices direct abzulesen gestattete. Vier Lineale waren unter einander durch Charniere verbunden, derart, dass die beiden an den freien Enden befindlichen Schienen auf einer ebenen Unterlage ruhen konnten, während die mittleren, lm und mn (Fig. 1a), deren Längen in dem Verhältniss des Brechungsindex des benutzten Flintglasprismas zur Einheit standen, dachförmig über derselben aufgerichtet waren. Das Flintglasprisma P, welches von rechteckigem Querschnitt war, wurde über eine Vertiefung auf die Schiene no gesetzt, nachdem an seine untere Fläche der zu prüfende Körper geklebt war. In der Mitte p von lm befand sich ein Zeiger pk,

[1] Wollaston: On the oblique reflection of Iceland Crystal. Philos. Transact. Roy. Soc. 1802. **92**. II. 381.

[2] Bezüglich der Irrthümer, welche über Wollaston's Beobachtungsvorrichtung in der Litteratur vorhanden sind, vergl. K. Feussner, a. a. O. S. 2.

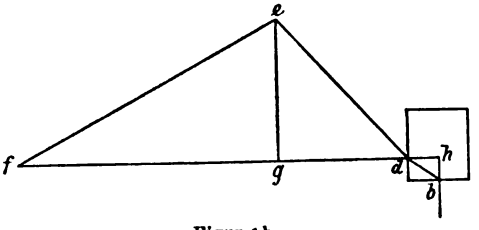
Digitized by Google

dessen Länge gleich pl war. Derselbe musste bei einer Verschiebung der Vorrichtung auf lk entlang gleiten, wobei sich k auf dem Kreise mkl bewegte und also stets senkrecht unter m lag. Bei der Beobachtung fiel auf das Prisma diffuses Licht, welches an der Grenzebene des zu untersuchenden



Figur 1a.

Körpers total reflectirt wurde. Hatte man nun mn soweit gehoben, dass durch ein darauf befestigtes Augenglas die Grenze der totalen Reflexion wahrgenommen wurde, so las man vermittelst eines an kp angebrachten Nonius die Länge lk und damit den gesuchten Brechungsindex ab. Da nämlich edg (Fig. 1b) Einfallswinkel ist, so ist $efg = bdh$ Brech-



Figur 1b.

ungswinkel, folglich $ef : fg = db : dh = 1 : \sin i_0$. Da $ef : ed = 1 : v$ und $ed = 1$ ist, so folgt $\sin i_0 / v = fg$.

Wollaston benutzte Tageslicht und stellte, da die Grenze farbig gesäumt erschien, auf die gelben Strahlen ein. Um das Huyghens'sche Brechungsgesetz für den ungewöhnlichen Strahl optisch einaxiger Krystalle zu prüfen, wählte er den isländischen Kalkspath, dessen ordentlichen Brechungsindex er, da derselbe zu hoch war, um bei Benutzung von Tolubalsam durch Totalreflexion ermittelt zu werden, durch prismatische Ablenkung zu

$$\omega = 1{,}657$$

Digitized by Google

bestimmte. Für den Hauptbrechungsindex des ausserordentlichen Strahls erhielt er in Einklang mit der HUYGHENS'schen Theorie an krystallographisch verschieden orientirten Grenzebenen des Kalkspaths übereinstimmende Werthe, nämlich

$$\varepsilon = 1{,}488,$$

sobald nur die Einfallsebene senkrecht auf dem Hauptschnitt der Grenzebene stand.

Die ferneren Beobachtungen stellte WOLLASTON an einer Spaltfläche an, deren Lage gegen die optische Axe er aus dem gemessenen Spaltungswinkel $\varrho = 74^0\,55'$ bestimmte; er berechnete für die Neigung der Normale dieser Fläche zur optischen Axe

$$\mu = 44^0\,36'\,35''$$

und für den Winkel zwischen zwei Endkanten des Spaltungsrhomboëders

$$\sigma = 101^0\,55'.$$

Die Lage der Einfallsebene wählte er successive so, dass sie den stumpfen Winkel des Rhombus halbirte, senkrecht oder parallel zu einer Kante war. Aus dem Winkel σ ergiebt sich, dass dieselbe in den letzteren beiden Fällen die Winkel $\delta = 39^0\,2\frac{1}{2}'$ und $\delta = 50^0\,57\frac{1}{2}'$ mit dem Hauptschnitt bildete.

WOLLASTON ging von der Hypothese aus, dass die beobachteten Werthe von $v/\sin i_0$ die Geschwindigkeiten der in der Schnittlinie von Grenzebene und Einfallsebene gelegenen Strahlen seien. Diese Annahme ist aber unzulässig. Da die gebrochene Wellennormale immer in der Einfallsebene liegt und der ihr zugehörige Strahl bei optisch einaxigen Krystallen in diejenige Ebene fällt, welche durch die Wellennormale und die optische Axe gelegt wird, so kann nur dann der gebrochene Strahl in der Einfallsebene liegen, wenn letztere einer optischen Symmetrieebene parallel ist. Der Werth von $v/\sin i_0$ würde sich WOLLASTON's Voraussetzung gemäss aus der Formel:

$$\frac{\sin^2 i_0}{v^2} = \frac{1}{a^2} + \left(\frac{1}{c^2} - \frac{1}{a^2}\right)\sin^2\mu\cos^2\delta \tag{6}$$

ergeben. In diese Gleichung sind die für a, c, μ und δ beobachteten Grössen einzusetzen. Doch hat WOLLASTON diesen Weg nur in dem Falle eingeschlagen, wo die Einfallsebene im Hauptschnitt lag. In den beiden anderen Fällen hat er zur Berechnung die Schnittellipse der Grenzebene mit der

Digitized by Google

Strahlenfläche benutzt, deren Axen ihm ja bekannt waren. In der Tabelle sind die auf beide Weisen ermittelten Zahlen und ausserdem die aus Formel (2) berechneten angegeben.

Tabelle I. Kalkspath von Island.

Grenze eine Fläche des Spaltungsrhomboëders.

Einfallsebene	// zum Hauptschnitt $\delta = 0$		⊥ zur Rhomboëderkante $\delta = 39^\circ 2\frac{1}{2}'$		// zur Rhomboëderkante $\delta = 50^\circ 57\frac{1}{2}'$	
$v/\sin i_0$ beob. v. WOLLASTON	0,6365		0,6506		0,6587	
„ ber. v. WOLLASTON	—		0,650	+ 06	0,6573	+ 14
„ „ nach (6)	0,6355	+ 10	0,6476	+ 30	0,6568	+ 19
„ „ „ (2)	—		0,6502	+ 04	0,6578	+ 09

Werthe der Hauptlichtgeschwindigkeiten gemessen von

	WOLLASTON:	RUDBERG:
a =	0,67204	0,67279
c =	0,6035	0,60295

Die Beobachtungen von W. KOHLRAUSCH.

Erst nachdem Herr F. KOHLRAUSCH[1] ein Instrument construirt hatte, welches eine genauere Bestimmung des Grenzwinkels gestattete, wurden wieder Untersuchungen über totale Reflexion an Krystallen unternommen. Zunächst benutzte Herr F. KOHLRAUSCH selbst dies Verfahren und fand durch Vergleich einiger Beobachtungen, bei welchen die Schnittgerade von Grenzebene und Einfallsebene einer optischen Symmetrieaxe parallel war, mit Angaben, welche durch prismatische Ablenkung ermittelt waren, dass man in der That in den genannten Fällen aus der Relation $v/\sin i_0 = q$ die Hauptlichtgeschwindigkeiten findet.

Mit demselben Instrument stellte bald darauf Herr W. KOHLRAUSCH[2] an verschieden gelegenen Grenzebenen Untersuchungen an, durch welche er nachzuweisen glaubte, dass der an beliebigen Schnitten optisch einaxiger und an Hauptschnitten optisch zweiaxiger Krystalle für den Quotient

[1] F. KOHLRAUSCH: WIEDEM. Ann. 4. 1.

[2] W. KOHLRAUSCH: Über die experimentelle Bestimmung von Lichtgeschwindigkeiten in Krystallen. WIEDEM. Ann. 1879. 6. 86 u. 1879. 7. 427.

Digitized by Google

$v/\sin i_0$ beobachtete Werth die Geschwindigkeit der in der Schnittlinie von Grenzebene und Einfallsebene gelegenen Wellennormale darstelle und erblickte in diesem Resultat eine Bestätigung der FRESNEL'schen Theorie der Doppelbrechung. Da sich nach dieser Hypothese der Quotient $v/\sin i_0$ bei optisch einaxigen Krystallen aus der Formel

$$\frac{v^2}{\sin^2 i_0} = a^2 - (a^2 - c^2)\sin^2\mu\cos^2\delta = q^2 \tag{7}$$

ergiebt, welche für $\mu = \frac{\pi}{2}$ oder $\mu = 0$ Relationen liefert, die mit den entsprechenden, aus Formel (2) abgeleiteten identisch sind, so steht allerdings in diesen speciellen Fällen die Annahme des Herrn W. KOHLRAUSCH in Einklang mit den Gesetzen der Doppelbrechung. Ein gleiches gilt für die optischen Symmetrieebenen zweiaxiger Krystalle. Dagegen ist die Formel (7) nicht anwendbar auf Grenzebenen optisch einaxiger Krystalle, welche zur optischen Axe geneigt sind, wie Herr TH. LIEBISCH nachgewiesen hat[1]. Dabei ergab sich, dass Herr W. KOHLRAUSCH für die hier in Betracht kommenden Messungen an einer Rhomboëderfläche des Natriumnitrats in Folge eines Versehens gar nicht die seiner Deutung entsprechenden Werthe berechnet hat. Um dies hier auszuführen habe ich für den Winkel der Normale der Grenzebene zur optischen Axe den von Herrn A. CORNU[2] gemessenen Werth:

$$\mu = 43^0\,44'\,42''$$

und für die Hauptlichtgeschwindigkeiten die von Herrn W. KOHLRAUSCH ermittelten Werthe:

$$a = 0{,}74934$$
$$c = 0{,}63113$$

zu Grunde gelegt. Dann ergiebt sich für den Fall, wo die Einfallsebene mit dem Hauptschnitt der Grenzebene zusammenfällt:

	$v/\sin i_0$:
berechnet aus (7)	0,69534
„ „ (2)	0,68523
gemessen	0,68511

Der nach Herrn W. KOHLRAUSCH berechnete Werth unterscheidet sich von dem beobachteten um mehr als 0,01, da-

[1] Dies. Jahrb. 1885. I. 247.

[2] A. CORNU, Ann. école norm. 1874 (2) **3**, 44.

Digitized by Google

gegen weicht der aus Formel (2) erhaltene Werth von dem letzteren nur um 0,00012 ab.

Tabelle II. Natriumnitrat.

Grenzebene eine natürliche Rhomboëderfläche.

	Einfallsebene		$v/\sin i_0$						
			beobachtet	berechnet		berechnet		berechnet	
	v	δ	von W. Kohlrausch			nach (7)		nach (2)	
No. 14	68° 31′	21° 41′ 24″	0,69435	0,69424	+011	0,70296	−861	0,69434	+001
„ 2	51° 44′	38° 33′ 36″	71122	71075	+047	71680	−558	71083	+039
„ 4	30° 69′	59° 18′ 36″	73260	73314	−054	73565	−305	73318	−058
„ 9	19° 06′	70° 56′ 24″	74290	74276	+014	74377	−087	74277	+013

In der Tabelle II sind einige der an einer Rhomboëderfläche in verschiedenen Einfallsebenen ermittelten Werthe von $v/\sin i_0$ mit den berechneten Werthen zusammengestellt. In den meisten Fällen stimmen die aus Formel (2) erhaltenen Zahlen besser mit den von Herrn W. Kohlrausch beobachteten Werthen überein als die von ihm selbst berechneten. Dass trotzdem die Abweichungen grösser sind als bei den Beobachtungen an Hauptschnitten, wo sie im Mittel nur 0,0001 bis 0,0002 betrugen, während sie hier in einem Falle auf beinahe 0,0006 steigen, ist aus der mangelhaften Beschaffenheit der benutzten Fläche zu erklären.

Zu meinen Untersuchungen benutzte ich das grössere Modell (II) des R. Fuess'schen Totalreflectometers[1] in Verbindung mit einem R. Fuess'schen Goniometer, dessen Limbus in Sechstelgrade getheilt ist. Zur Ablesung dienen Mikroskope, welche mit dem Collimator und dem Beobachtungsfernrohr verbunden sind; die Trommeltheilung der Ocularmikrometerschrauben entspricht 10″, so dass man die einzelne Secunde noch schätzen konnte[2].

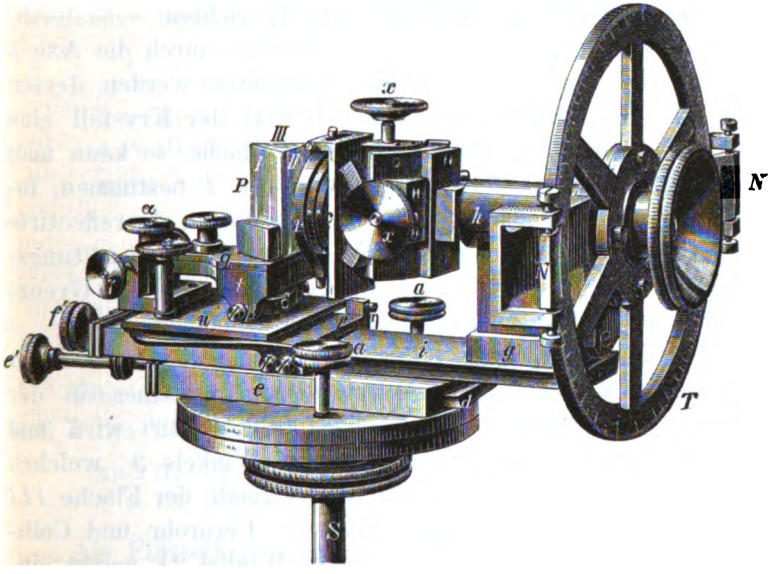
[1] Vgl. Th. Liebisch: Neuere Apparate für die Wollaston'sche Methode zur Bestimmung von Lichtbrechungsverhältnissen. Zeitschr. f. Instr.-Kunde 1884. 185 u. 1885. 13.

[2] Vgl. Th. Liebisch: Die krystalloptischen Apparate. In: Bericht üb. d. Berlin. Gewerbeausst. i. J. 1879, S. 322. Dies. Jahrb. 1881. II. 3.

Digitized by Google

Zur Bestimmung der Neigung der Grenzlinie gegen die Einfallsebene trug das Beobachtungsfernrohr ein zu diesem Zweck von R. Fuess construirtes Oculargoniometer, an dessen Nonius direct zwei Minuten abgelesen werden.

Das Totalreflectometer (Fig. 2) gestattet sowohl das Prisma in Bezug auf das Goniometer zu justiren, als auch die Axe h, um welche die zu untersuchende Platte gedreht wird, senkrecht auf die Prismenseite II zu stellen; da an letztere die Grenzebene durch eine federnde Vorrichtung



Figur 2.

angedrückt wird, so steht auch sie stets parallel zur Axe des Goniometers und senkrecht zur Axe des Totalreflectometers.

Die Justirung geschieht in folgender Weise. Es wird die Andrückvorrichtung cr (Fig. 2) durch einen Spiegel ersetzt und dieser unter Benutzung des an ihm reflectirten Signals des Collimators durch die Cylinderschlitten x, x senkrecht auf die Drehungsaxe h gerichtet. Darauf wird letztere durch die Schrauben a, a so gestellt, dass das gespiegelte Bild auf das Fadenkreuz des Beobachtungsfernrohrs fällt, als

Digitized by Google

Zeichen dafür, dass die spiegelnde Fläche parallel zur Goniometeraxe S steht. Das Prisma P, welches durch den Schlitten f und die Schraube f' auf der Schiene i parallel mit sich selbst verschiebbar ist, kann um zwei aufeinander senkrecht stehende und dem Theilkreise T parallele Axen gedreht und vermittelst der Schrauben α und γ so gestellt werden, dass seine Fläche II parallel zu dem schon justirten Spiegel steht. Eine dritte auf jenen beiden senkrechte Drehungsaxe, welche durch die Spitzen der Schrauben η, η gebildet wird, gestattet, mit Hilfe der Schraube ε auch die Prismenkante parallel zur Goniometeraxe zu richten.

Die Drehung, welche der Grenzebene durch die Axe h ertheilt wird, kann am Theilkreise T abgelesen werden, dessen Nonien ganze Minuten angeben. Besitzt der Krystall eine der Grenzebene benachbarte spiegelnde Fläche, so kann man durch dieselbe seine Lage zum Theilkreise T bestimmen, indem man die Nebenfläche so stellt, dass das an ihr reflectirte Signal des Collimators auf das Fadenkreuz des Beobachtungsfernrohrs fällt; es geht dann die Schnittgerade der Grenzebene mit der Nebenfläche parallel zur Goniometeraxe.

Bei der Beobachtung fällt diffuses homogenes Licht unter geeignetem Winkel auf die Prismenseite I, welches an der hinter II befindlichen Grenzebene total reflectirt wird und aus III austritt. Die Bestimmung des Winkels ϑ, welchen der austretende Grenzstrahl mit der Normale der Fläche III bildet, geschieht in folgender Weise[1]. Fernrohr und Collimator werden unter einem bestimmten Winkel $2k$ gegen einander eingestellt, und das Prisma durch die Goniometeraxe so gerichtet, dass der Grenzstrahl auf das Fadenkreuz des Beobachtungsfernrohrs fällt. Darauf dreht man das Totalreflectometer mit dem Theilkreise des Goniometers bis das an III reflectirte Bild des im Collimator befindlichen Signales beobachtet wird. Zählt man nun ϑ von der Normale auf I nach der brechenden Kante des Prismas hin positiv, so beträgt der zurückgelegte Winkel $\vartheta + k$ und daraus ergiebt sich ϑ.

[1] Vgl. Th. Liebisch: Zeitschr. f. Instr.-Kunde. 1884. 188.

Digitized by Google

Es sei v die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichtes im Prisma, $A = (II : III)$ der brechende Winkel, η der Winkel, unter welchem der an *II* reflectirte Grenzstrahl gegen die Normale der Austrittsfläche trifft, so ist:

$$\sin \eta = v \sin \alpha, \; i_0 = \eta + A,$$

woraus sich $v/\sin i_0$ ergiebt.

Zur Verfügung standen mir zwei ungefähr gleichseitige Flintglasprismen, welche auf allen drei Seiten polirt waren. Für die Brechungsindices ermittelte ich folgende Werthe durch Beobachtung des Minimums der Ablenkuug (N) und bei streifender Incidenz (N_1). T bedeutet die Temperatur.

Flintglasprisma II.

$A = (II : III) =$	$60^0\ 26'\ 17'',6$,	$N =$	$1,744876$, $T = 21^0$
$A = (II : III) =$	$60\ 26\ 9,3$,	$N_1 =$	$1,744883$, $T = 22$
Mittel	$60\ 26\ 13,4$		$1,744880$ $21,5$

Flintglasprima I.

$A = (II : III) =$	$59^0\ 49'\ 33'',3$,	$N =$	$1,650128$, $T = 21^0$
$C = (I : II) =$	$60\ 5\ 36,3$,	$N =$	$1,650088$, $T = 21$
Mittel			$1,650108$ 21

Für ein drittes Prisma, welches zu dem kleineren Modell I des Totalreflectometers gehörte, ergab sich

$$A = (II : III) = 59^0\ 58'\ 45'',5, \; N = 1,650124, \; T = 20^0$$
$$A = (II : III) = 59\ 58\ 45,5, \; N_1 = 1,650123, \; T = 20$$

Als Flüssigkeit wurde gewöhnlich α-Monobromnaphtalin benutzt, dessen Brechungsindex nach Herrn A. Fock[1]

$$n_D = 1,66264, \; T = 8^0$$

ist. Die Abnahme des Brechungsindex für 1^0 beträgt $\triangle 1^0 = 0,00045$. Zur Aushülfe dienten zeitweise noch Phenylsenföl, für welches nach demselben Autor

$$n_D = 1,65039, \; \triangle 1^0 = 0,00050, \; T = 12^0$$

ist, und Cassiaöl, dessen Index von Herrn A. Kundt[2] zu

---

[1] A. Fock: Ztschr. f. Kryst. 1880. 4. 583. Dies. Jahrb. 1881. II. 158.

[2] A. Kundt: Über den Einfluss der Lösungsmittel auf die Absorptions-Spectra etc. Wiedem. Ann. 1878. 4. 34.

Digitized by Google

$$n_D = 1{,}5780, \quad T = 15^0$$

ist, wenn die Dichte 1,035 bei 18° beträgt.

Die Untersuchung der Grenzebenen wurde nur innerhalb eines Quadranten vorgenommen und gewöhnlich von fünf zu fünf Grad ausgeführt. Bei schwach doppeltbrechenden Krystallen wurden die Intervalle grösser gewählt oder auch nur die Hauptlichtgeschwindigkeiten bestimmt. Die Beobachtungen geschahen bei Natriumlicht.

Ein entscheidendes Urtheil über die Gültigkeit der zu prüfenden Relationen kann nur die Untersuchung von Krystallen ergeben, welche durch starke Doppelbrechung ausgezeichnet sind, denn bei schwach doppeltbrechenden Krystallen unterscheiden sich die von verschiedenen Gesichtspunkten aus berechneten Werthe von $v/\sin i_0$ so wenig von einander, dass die Abweichungen innerhalb der Beobachtungsfehler liegen. Dazu kommt, dass die Methode nur auf vollkommen durchsichtige Mittel streng anwendbar ist, da absorbirende Körper eine verwaschene Grenze geben und die an ihnen beobachteten Grenzwinkel, wie Herr W. Voigt[1] theoretisch nachgewiesen hat, eine abweichende Bedeutung besitzen. Ausserdem darf der zu bestimmende Brechungsindex eine gewisse, durch Prisma und Flüssigkeit bedingte Höhe nicht überschreiten. Man wird daher höchstens bis zu dem Index einer Kaliumquecksilberjodidlösung gehen können, der nach Herrn V. Goldschmidt[2]

$$n_D = 1{,}7176$$

beträgt, für sp. G. = 3,117, T = 18°. Aus diesen Gründen kommen nur folgende Minerale hier in Betracht.

---

[1] W. Voigt: Über die Bestimmung der Brechungsindices absorbirender Medien. Nachr. Götting. Ges. d. Wiss. 1884. 283. Wiedem. Ann. 1885. 24. 144.

[2] V. Goldschmidt: Über Verwendbarkeit einer Kaliumquecksilberjodidlösung bei mineralogischen und petrographischen Untersuchungen. Dies. Jahrb. 1881. Beil.-Bd. I. 178.

Digitized by Google

1. Optisch einaxige Krystalle.

	ω	ε	Farbe	Autor
Quarz	1,54418	1,55328	D	Rudberg
Apatit	1,64607	1,64172	D	Heusser
Apophyllit (Nalsoë)	1,5317	1,5331	roth	Des Cloizeaux
Kaliumsulfat	1,493	1,501	roth	Sénarmont
Natriumnitrat	1,586	1,336	gelb	Des Cloizeaux
Kalkspath	1,65850	1,48635	D	Rudberg
Dolomit	1,68174	1,50256	gelb	Fizeau
Brucit	1,559	1,5795	roth	Bauer
Mejonit (Somma)	1,594	1,558	gelb	Des Cloizeaux
Mimetesit (gelb, klar)	1,474	1,465	roth	„
Nephelin (Somma)	1,539	1,534	gelb	„
Turmalin (farblos)	1,6366	1,6193	D	—

2. Optisch zweiaxige Krystalle.

	α	β	γ	Farbe	Autor
Euklas (Brasilien)	1,6520	1,6553	1,6710	gelb	Des Cloizeaux
Borax	1,447	1,470	1,473	gelb	„
Schwerspath (Engl.)	1,63630	1,63745	1,64797	D	Heusser
Cölestin	1,62198	1,62367	1,63092	gelb	Arzruni
Anhydrit	1,571	1,576	1,614	—	Miller
Gyps	1,52056	1,52267	1,52975	gelb	Ångström
Aragonit	1,53013	1,68157	1,68589	D	Rudberg
Kaliumnitrat	1,3330	1,5046	1,5052	—	Miller
Topas (weiss, Brasil.)	1,61161	1,61375	1,62109	D	—
Aktinolith (Gotthard)	—	1,626	—	roth	Des Cloizeaux
Tremolit	—	1,622	—	roth	„
Cordierit (Bodenmais)	1,535	1,541	1,546	orange	„
Adular (Gotthard)	1,5190	1,5237	1,5260	gelb	„
Muscovit	1,53734	1,54136	1,57204	roth	Bauer

Das hiervon benutzte Material lässt sich nach der Lage der Grenzebene in folgender Weise anordnen:

I. Grenzebene parallel zu zwei optischen Symmetrieaxen.
   1. Kalkspath, Quarz, Beryll: $10\bar{1}0$.
   2. Aragonit 010; Schwerspath 010, 001; Anhydrit 010; Gyps 010.

II. Grenzebene parallel zu einer optischen Symmetrieaxe.
   1. Kalkspath, Dolomit: $10\bar{1}1$.
   2. Aragonit 110; Schwerspath 011, 102.

Digitized by Google

Um die gewünschte Lage der Grenzebene möglichst genau zu erhalten, wurden nur natürliche Krystallflächen benutzt; dieselben mussten jedoch in den meisten Fällen polirt werden, was von Herrn Optiker B. Halle in Potsdam in sehr befriedigender Weise ausgeführt wurde.

Bei der Drehung einer Grenzebene, welche eine der unter I und II angegebenen Lagen besitzt, an dem Flintglasprisma bewegt sich der Grenzwinkel zwischen zwei äussersten Werthen, welche er erreicht, wenn die Einfallsebene eine optische Symmetrieebene oder die Schnittgerade von Grenzebene und Einfallsebene eine optische Symmetrieaxe ist. Eine solche Stellung ist auch daran kenntlich, dass die Grenzlinie im Gesichtsfeld des Beobachtungsfernrohrs senkrecht zur Einfallsebene steht, während für alle übrigen Einfallsebenen jene Grenzlinie zur Normale der Einfallsebene geneigt ist. Man kann die bei der Drehung der Grenzebene eintretende Veränderung der Neigung der Grenzlinie zur Orientirung an der Grenzebene benutzen, und diese Methode ist auch dann noch anwendbar, wenn nur eine Grenze sichtbar ist, also die von Herrn F. Kohlrausch[1] vorgeschlagene Einstellung auf die grösste Annäherung beider Grenzen nicht ausführbar ist.

Die Grenzlinie erschien bei den von mir geprüften Krystallen nicht immer vollkommen scharf. Bis zu einem gewissen Grade wurde dies durch die Krümmung der Schliffflächen bewirkt, besonders lag es aber wohl daran, dass das Material zum Theil gefärbt war. An dem wasserklaren Schwerspath von Dufton konnte ich z. B. die Untersuchung mit grosser Leichtigkeit ausführen, wogegen sich an einem schwarzen Schwerspath von Uhlefoss in Norwegen ebenso wie an dem weingelben Schwerspath aus der Auvergne zwar scharfe, aber nur schwach wahrnehmbare Grenzen zeigten. Ein grauer und unvollkommen durchsichtiger Cölestin konnte überhaupt nicht zur Beobachtung verwandt werden.

Man kann die Grenzlinie viel deutlicher hervortreten lassen, wenn man die Stellung der Beleuchtungsflamme so

[1] F. Kohlrausch: Wiedem. Ann. 4. 14.

Digitized by Google

wählt, dass das Licht in den Krystall streifend eintritt. Es verändert sich dann das Bild in der Weise, dass völlige Dunkelheit an die Stelle des vorher hellsten Theiles des Gesichtsfeldes tritt, während auf der anderen Hälfte desselben das gedämpfte Licht bestehen bleibt. Diese Veränderung wird dadurch bewirkt, dass das partiell reflectirte Licht durch solches ersetzt wird, welches durch den Krystall hindurch gegangen ist und mit dem Grenzstrahl abschliesst. Jenseits des letzteren befindet sich kein Licht mehr, ausser wenn dies etwa noch durch das Prisma eintreten konnte. Die Fig. 1 und 3, 2 und 4 auf Taf. XV geben die im Fernrohr beobachteten Erscheinungen wieder und deuten den Gang der Strahlen an. Trotz der Annehmlichkeit, welche die Beobachtung bei streifender Incidenz bot, musste dieselbe vermieden werden, da die Grenzwinkel von den bei totaler Reflexion gemessenen gewöhnlich abwichen. Die Ursache hiervon ist wohl die, dass das Licht beim Eintritt in den Krystall aus der Einfallsebene abgelenkt wird, sobald die Nebenfläche des Krystalls nicht senkrecht auf letzterer steht. Um diese Abweichung, sowie störende Reflexe zu vermeiden, wurden die Krystalle bis auf die Grenzebene und eine zur Bestimmung des Azimutes der Einfallsebene dienende Fläche geschwärzt.

Von grossem Einfluss auf die Schärfe der Grenze erwies sich der Brechungsindex des Prismas. Ich benutzte anfänglich das schwächer brechende Flintglasprisma I, doch ergaben sich dabei mannigfache Unzuträglichkeiten, sobald die beobachteten Grenzwinkel eine gewisse Grösse überschritten. Um diesen Einfluss besser zu veranschaulichen, füge ich zwei Zeichnungen bei (Fig. 5 und 6 auf Taf. XV), welche den Gang der Strahlen in den beiden Prismen I und II für $\sin i_0/\nu = 1{,}6408$ darstellen. Dieser Werth, welcher an der Fläche $d = 102$ des Schwerspaths aus der Auvergne auftrat, bezeichnet ungefähr die Grenze, bis zu welcher das Prisma I noch gute Bilder lieferte. Die entsprechenden Grenzwinkel betragen $83^0\,55'$ und $70^0\,7'$. Je grösser der Grenzwinkel ist, um so geringer wird der Theil des auffallenden Lichtes, welcher totale Reflexion erfährt, und in demselben Maasse wird auch die Projection der Grenzebene auf die Ebene des Objectivs im Beobachtungsfernrohr kleiner. Aus den Figuren

Digitized by Google

ist ersichtlich, dass bei grossen Grenzwinkeln die optische Axe des Fernrohrs ungefähr in der Ebene der untersuchten Fläche liegt; es können dann Reflexe von den Krystallflächen, sowie von dem unbedeckten Theil der zweiten Prismenseite in das Fernrohr gelangen und die zu beobachtende Erscheinung verdecken.

Die Einrichtung des Instrumentes gestattete, diejenigen Einstellungen beständig zu controlliren, welche für sämmtliche an einer Grenzebene gemachten Beobachtungen benutzt wurden. Zunächst konnte man durch Ablesen an den beiden Mikroskopen die Bestimmung des Winkels zwischen dem Fernrohr und dem Collimator jederzeit wiederholen; auch die Justirung des Prismas konnte während der Beobachtungen geprüft werden, indem man das Signal des Collimatorrohres ausser an der Austrittsseite auch im Innern des Prismas an der dem Krystall anliegenden Fläche reflectiren liess. Da ferner die Goniometeraxe immer nur zusammen mit dem Theilkreise gedreht wurde, so musste auch die Einstellung auf das an der Austrittsseite des Prismas gespiegelte Signal stets übereinstimmende Werthe ergeben.

Mit Rücksicht darauf, dass diese Beobachtungen bei jeder einzelnen Messung wiederholt wurden, und dass bei der Berechnung das Mittel aus sämmtlichen gefundenen Werthen zu Grunde gelegt wurde, kann man die bei der Justirung des Instrumentes gemachten Fehler vernachlässigen. Es bleibt dann aber der Einfluss zu berücksichtigen, welchen die in den Daten der Prismen enthaltenen Ungenauigkeiten, sowie die bei der Einstellung auf die Grenze gemachten Beobachtungsfehler hervorrufen.

Um eine Schätzung für den Fehler im Brechungsindex der Prismen zu gewinnen, wollen wir ihn unter der Voraussetzung berechnen, dass bei der Beobachtung sowohl der brechende Winkel als auch die Ablenkung um je 10″ falsch bestimmt worden seien.

Bei der Methode der Minimalablenkung ist:

Digitized by Google

$$N = \frac{\sin \frac{A+D}{2}}{\sin \frac{A}{2}}$$

worin A den Prismenwinkel und D das Minimum der Ablenkung bedeuten. Daraus folgt:

$$\partial^{\text{I}} N = -\tfrac{1}{2} \frac{\sin \frac{D}{2}}{\sin^2 \frac{A}{2}} \cdot \partial A$$

$$\partial^{\text{II}} N = \tfrac{1}{2} \frac{\cos \frac{D+A}{2}}{\sin \frac{A}{2}} \cdot \partial D$$

Für die Bestimmung bei streifend einfallendem Licht gilt nach Herrn F. KOHLRAUSCH[1] die Formel

$$\sqrt{N^2-1} = \frac{\cos A - \sin \vartheta}{\sin A}$$

wo ϑ den Winkel bedeutet, welchen der Grenzstrahl mit der Normale der Austrittsfläche des Prismas bildet. Aus dieser Relation folgt:

$$\partial^{\text{III}} N = -\frac{\sqrt{N^2-1}}{N} \left\{ \sqrt{N^2-1} \cot A \right\} \cdot \partial A$$

$$\partial^{\text{IV}} N = -\frac{\sqrt{N^2-1} \sin \vartheta}{N \sin A} \cdot \partial \vartheta$$

Hieraus ergiebt sich für

	Prisma III.	Prisma II.
A	59° 59′	60° 26′
D	51 10	62 24
ϑ	−39 30,5	−48 37
N	1,650	1,745
$\partial^{\text{I}} N$	0,000042	0,000050
$\partial^{\text{II}} N$	0,000027	0,000023
$\partial^{\text{III}} N$	0,000068	0,000072
$\partial^{\text{IV}} N$	0,000028	0,000030

[1] F. KOHLRAUSCH: Über Prismenbeobachtungen mit streifend einfallendem Licht etc. WIEDEM. Ann. 1882. **16**. 603. Eine zur Rechnung bequemere Formel giebt V. VON LANG: Sitz.-Ber. Akad. Wien. 1881. **84**. II. 367.

Digitized by Google

Es wird also bei beiden Methoden die grössere Unsicherheit durch den Fehler im Prismenwinkel hervorgerufen. Gerade dieser Winkel lässt sich aber, sobald die Prismenflächen gekrümmt sind, nur ungenau bestimmen; daher kann die durch ihn bewirkte Fehlerhaftigkeit des Brechungsindex beträchtlich sein, namentlich wenn man bei streifend einfallendem Licht beobachtet[1].

Der gesammte Messungsfehler im Brechungsindex der beiden Prismen würde nach der Zusammenstellung auf S. 259 beim Minimum der Ablenkung 0,00007, bei streifender Incidenz 0,00010 betragen. Da in der Rechnung das arithmetische Mittel der durch zwei Beobachtungen gefundenen Werthe benutzt wurde, so genügt es, für dasselbe eine Unsicherheit von 0,00005 anzunehmen. Um diesen Betrag unterscheiden sich aber noch nicht einmal die einzelnen Brechungsindices von einander (vgl. S. 253), woraus folgt, dass die vorausgesetzten Beobachtungsfehler zu gross gewählt waren.

Hält man aber daran fest, dass

$$\partial N = \pm 0{,}00005$$

und bestimmt man auch, dass

$$\partial A = \partial \vartheta = \pm 10''$$

so beeinflussen diese Fehler den für $v/\sin i_0$ ermittelten Werth doch erst in der fünften Dezimalstelle, wie sich aus

$$p = \frac{1}{N \sin(\eta + A)} = \frac{v}{\sin i_0}$$

$$\sin \eta = \frac{\sin \vartheta}{N}$$

ergiebt. Es beträgt:

$$\overset{1}{\partial p} = -\frac{\operatorname{cotan}(\eta + A)}{N} \cdot \partial A$$

$$\overset{n}{\partial p} = -\frac{\cos \vartheta \cos(\eta + A)}{N^2 \cos \eta} \cdot \partial \vartheta$$

$$\overset{m}{\partial p} = -\frac{\sin A}{N^2 \cos \eta} \partial N$$

---

[1] Aus dem verschiedenen Einfluss dieses Fehlers bei beiden Methoden ist es wohl zu erklären, dass sowohl Herr V. von Lang (Sitz.-Ber. Akad. Wien. 1881. 84. II. 369) als auch Herr G. Sieben (Wiedem. Ann. 1884. 23. 333) die bei streifender Incidenz bestimmten Brechungsindices durch-

Digitized by Google

Hieraus folgt für den im Hauptschnitt der Spaltfläche des Kalkspathes beobachteten Werth $v/\sin i_0 = 0{,}6350$:

	Flintglasprisma I.	Flintglasprisma II.
A	59° 50′	60° 26′
ϑ	21 30	7 5
η	12 50	4 3
N	1,650	1,745
$\partial^{\mathrm{I}}_{\mathfrak{p}}$	0,000010	0,000015
$\partial^{\mathrm{II}}_{\mathfrak{p}}$	0,000006	0,000008
$\partial^{\mathrm{III}}_{\mathfrak{p}}$	0,000017	0,000018

Aus dieser Tabelle geht hervor, dass die in den Daten der Prismen angenommenen Fehler grössere Ungenauigkeiten in den beobachteten Werthen von $v/\sin i_0$ bewirken, als der Fehler in dem gemessenen Winkel ϑ. Auf die sorgfältige Bestimmung der ersteren Grössen ist daher besonderes Gewicht zu legen.

Die Gesammtfehler würden bei der Beobachtung

am Prisma I 0,000033
am Prisma II 0,000041

betragen. Dieselben sind noch etwas grösser als im Mittel die Differenzen zwischen den beobachteten und den theoretisch berechneten Werthen von $v/\sin i_0$, wenn man diejenigen Fälle ausnimmt, in denen entweder die Grenzbilder mangelhaft erschienen oder die Grenzebene von der bei der Berechnung vorausgesetzten Lage bedeutend abwich. Um über die Grösse letzterer Abweichung ein Urtheil zu gewinnen, wurden die Winkel der Grenzebene gegen benachbarte Krystallflächen an einem Fuess'schen Goniometer (Modell II) bestimmt, dessen Nonien halbe Minuten angaben.

Man kann die Beobachtungen in der Weise graphisch darstellen, dass man die für $v/\sin i_0$ ermittelten Werthe auf den Radien eines Kreises aufträgt, welche den Schnittlinien

gängig höher fanden als die beim Minimum der Ablenkung ermittelten. Die Unterschiede betrugen im Mittel 0,0002 bis 0,0003, erreichten aber bei Herrn V. von Lang 0,0006.

Digitized by Google

der Grenzebene mit den Einfallsebenen parallel gehen. In dieser Weise habe ich die für jenen Ausdruck an der Prismenfläche $10\bar{1}0$ des Kalkspathes gefundenen Werthe aufgezeichnet (Tafel XV). Die Endpunkte bestimmen hier das Oval und den Kreis, in welchen die Grenzebene die Wellenfläche schneidet[1]. Ausser den Radien dieser Curven habe ich ihre reciproken Werthe abgetragen, welche die Schnittcurve der Grenzebene mit der Indexfläche, also eine Ellipse und einen Kreis ergeben.

Um den Unterschied zweier Curven zur Anschauung zu bringen, welche wenig von einander abweichen, ist die Darstellung in einem rechtwinkligen Coordinatensystem geeigneter. In ein solches habe ich die an zwei Grenzebenen des Aragonits beobachteten Werthe von $v/\sin i_0$ eingezeichnet (Tafel XVI), indem ich die Bogen der Winkel δ, welche die Lage der Einfallsebene angeben, als Abscissen und die Werthe von $v/\sin i_0$ als Ordinaten auftrug. Da letztere jedoch den Abscissen gegenüber um fast das neunzigfache vergrössert wurden, so ist die Figur nach der Ordinatenaxe um diesen Betrag verkürzt zu denken, um das richtige Verhältniss der Steigung zu erhalten.

In den folgenden Tabellen finden sich der Reihe nach angegeben die Temperatur, die Neigung S der Grenzlinie gegen die Normale der Einfallsebene, der Winkel ϑ (vergl. S. 252), das Azimut der Einfallsebene δ, welches in der S. 244 festgesetzten Weise gezählt wurde, sowie schliesslich die beobachteten und die berechneten Werthe für $v/\sin i_0$, bezogen auf die Geschwindigkeit des Natriumlichtes in Luft als Einheit. Ich habe zuweilen noch zum Vergleich die in den Schnittlinien von Grenzebenen und Einfallsebenen gelegenen Wellennormalen (q) und Strahlen ($\bar{s}$) angeführt, obwohl dieselben im allgemeinen nicht beobachtet werden kön-

[1] Ein gleiches gilt nicht für Beobachtungen an Grenzebenen, welche nur einer optischen Symmetrieaxe parallel gehen, wie Herr W. Kohlrausch für die Curve annahm, welche er in gleicher Weise aus den an der Rhomboëderfläche des Natriumnitrats ermittelten Werthen construirte.

Digitized by Google

nen. Die Absicht, welche ich mit dieser Zusammenstellung verfolgte, war zu zeigen, um welche Beträge sich die Radien der Schnittcurven, in welchen die Grenzebene die Wellenfläche und die Strahlenfläche trifft, von einander unterscheiden. Über jeder Tabelle sind der Brechungsindex N und der brechende Winkel A des benutzten Flintglasprismas, unter derselben die beobachteten Hauptbrechungsindices und bei Grenzebenen, welche nur einer optischen Symmetrieaxe parallel gehen, der Winkel μ, welchen sie mit einer zweiten einschliessen, angegeben.

I. Grenzebene parallel zu zwei optischen Symmetrieaxen.

a. Optisch einaxige Krystalle.

Kalkspath von Andreasberg.

(Grenzebene a = $10\bar{1}0$.)

Als Grenzebenen wurden die polirten Flächen $10\bar{1}0$ zweier Krystalle des Kalkspathes von Andreasberg im Harz benutzt. Da der ausserordentliche Brechungsindex von der zur optischen Axe senkrechten Richtung aus sehr schnell zunimmt, so musste die Beobachtung auf Einfallsebenen beschränkt bleiben, welche nur wenig gegen diese Richtung geneigt sind. An dem Flintglasprisma I betrug die grösste zulässige Neigung 25°, an dem Flintglasprisma II 40°. Da demgemäss der ordentliche Brechungsindex nicht bestimmt werden konnte, so wurden bei der theoretischen Berechnung die von Rudberg[1] gefundenen Hauptbrechungsindices

$$\omega = 1{,}65850 \quad \varepsilon = 1{,}48635 \quad T = 17{,}75$$

zu Grunde gelegt, von denen die durch andere Beobachter ermittelten Werthe nur sehr wenig abweichen, wie aus folgender Tabelle hervorgeht.

---

[1] Rudberg: Untersuchung über die Brechung des farbigen Lichtes etc. Pogg. Ann. 1828. 14. 54.

Digitized by Google

ω	ε	T	
1,658375	—	—	SWAN[1]
1,65846	1,48654	—	MASCART[2]
1,65844	1,48639	24,5	v. D. WILLIGEN[3]
1,65842	—	—	„
1,658347	1,48637	—	CORNU[4]
1,658389	—	—	„
1,65839	1,48644	—	SARASIN[5]
1,65825	1,48634	—	„

Bei den Beobachtungen an dem ersten Präparat wurde die Lage der Einfallsebene mit Hilfe der Spaltfläche $10\bar{1}1$ ermittelt; das Azimut der Kante $10\bar{1}0 : 10\bar{1}1$ ist $\delta = 90^0$. An der Fläche $10\bar{1}0$ des zweiten Präparates wurde die Lage der Einfallsebene auf die Spaltfläche $01\bar{1}1$ bezogen; die Kante $10\bar{1}0 : 01\bar{1}1$ bildet mit der Hauptaxe einen Winkel von $130^0 30' 25''$, folglich ist ihr Azimut $\delta = 49^0\ 29',5$.

Wohl in Folge der Trübung, welche die Krystalle zeigten, war die Grenze der totalen Reflexion an beiden Grenzebenen nur sehr schwach wahrzunehmen; daher finden sich hier grössere Abweichungen zwischen beobachteten und berechneten Werthen als an der Mehrzahl der übrigen Grenzebenen. Diese Differenzen sind aber immerhin noch unbedeutend gegen diejenigen, welche sich bei einem Vergleich der beobachteten Werthe mit den Geschwindigkeiten der in der Schnittlinie von Grenzebene und Einfallsebene gelegenen Strahlen ergeben. Für den ausserordentlichen Hauptbrechungsindex wurden bei einem Azimut der Einfallsebene von $\delta = 90^0$ folgende Werthe ermittelt:

---

[1] W. SWAN: Experiments on the Ordinary Refraction of Iceland Spar. Transact. Roy. Soc. Edinburgh 1849. **16**. 378.

[2] MASCART: Détermination des longueurs d'onde etc. Ann. école norm. 1864. (1.) **1**. 238.

[3] VAN DER WILLIGEN: Sur la réfraction du Quartz et du Spath d'Islande. Arch. Musée Teyler 1869. **2**. 153.

[4] A. CORNU: De la réfraction à travers un prisme suivant une loie quelconque. Ann. école norm. 1874. (2.) **3**. 20, 28, 43.

[5] E. SARASIN: Indices de réfraction ordinaire et extraordinaire du Spath d'Islande. Compt. rend. 1882. **95**. 681.

Digitized by Google

T.	I. Präparat	△	Rudberg	△	II. Präparat	T.
21°,5	1,48634	— 01	1,48635	— 18	1,48617	20°

Da dieselben mit den oben angeführten Brechungsindices, welche sich sämmtlich auf den Kalkspath von Island beziehen, genügend übereinstimmen, so darf man wohl annehmen, dass in optischer Beziehung ein Unterschied zwischen Krystallen von Andreasberg und Island nicht besteht.

Tabelle III. Kalkspath von Andreasberg.

Erstes Präparat.

$A = 59^0\,49'\,33'',3 \quad N = 1{,}650108.$

No.	T	S	ϑ	δ	p beobachtet	q berechnet	p—q 0,000
1	21° 5′	0°	7° 19′ 31″	90°	0,672792	0,672789	+ 003
2	20	1 59′	7 26 52	85 47′	672371	672431	+ 060
3	20	3 47	7 36 1	83 36	671851	671966	+ 115
4	22	3 59	7 48 7	81 16	671178	671261	+ 083
5	20	5 34	8 29 27	76 13	668890	669020	+ 130
6	20 3	7 4	8 52 40	73 48	667629	667616	— 013
7	20	8 7	9 26 6	71 19	665841	665960	+ 119
8	21 5	9 34	10 4 46	68 44	663815	664021	+ 206
9	20	10 4	10 40 59	66 18	662112	662005	— 107

Tabelle IV. Zweites Präparat.

$A = 60^0\,26'\,13'',4 \quad N = 1{,}744880.$

No.	T	ϑ	δ	p beobachtet	q berechnet	p—q 0,000	ε	p—ε 0,00
1	20°	— 3° 33′ 17″	90° 0′	0,672870	0,672789	+ 081	—	—
2	20	— 3 20 24	82 52,5	671984	671770	+ 214	0,671524	+ 0460
3	20	— 2 16 24	73 49,5	667664	667631	+ 033	666482	1182
4	20	— 0 12 26	63 43,5	659659	659687	— 028	657194	2465
5	20	+ 2 35 51	53 52,5	649532	649369	+ 163	645846	3686

Nach Rudberg: $\varepsilon = 1{,}48635$

Beobachtet am ersten Präparat $\varepsilon = 1{,}48634$

„ „ zweiten „ $\varepsilon = 1{,}48617$

Digitized by Google

Quarz.

Nach V. von Lang[1] beträgt beim Quarz der Brechungsindex der schnelleren Welle in Richtung senkrecht zur Hauptaxe

$$n'_D\,(\omega) = 1{,}5442243$$

und es entsprechen den beiden parallel der optischen Axe sich fortpflanzenden Wellen

$$n'_D\,(\omega) = 1{,}5441884 \quad n''_D\,(\varepsilon) = 1{,}5442602,$$

so dass deren Differenz sich nur auf

$$n'' - n' = 0{,}0000718$$

beläuft. Hiernach war nicht anzunehmen, dass man im Stande sein würde, die Abweichung der Wellenfläche des Quarzes von derjenigen der gewöhnlichen optisch einaxigen Krystalle durch das Totalreflectometer zu bemerken. Um dies zu prüfen, wurden einige zur optischen Axe parallele Grenzebenen untersucht, an denen man in der That weder in Richtung der Hauptaxe eine Trennung der beiden Grenzen wahrnehmen, noch eine Änderung des der schnelleren Welle entsprechenden Grenzwinkels erkennen konnte.

Die Grenzebenen waren zwei Flächen $10\bar{1}0$ eines sehr vollkommen durchsichtigen Krystalls von Middleville, Herkimer Co., im Staate New York, von denen eine frisch polirt war, während die andere im natürlichen Zustande benutzt werden konnte. Die Lage der Einfallsebene wurde in beiden Fällen mit Hilfe der Rhomboëderfläche $10\bar{1}1$ bestimmt.

Quarz von Middleville.

Einfallsebene senkrecht zum Hauptschnitt.

$A = 60^0\ 26'\ 13'',4$, $N = 1{,}744880$.

	Natürliche Fläche			Polirte Fläche		
	T	ϑ	Index		ϑ	T
schnellere Welle	22^0	$3^0\,11'\,33''$	1,54442	1,54442	$3^0\,11'\,30''$	$19^0{,}5$
langsamere Welle	22^0	$4^0\,19'\,38''$	1,55352	1,55351	$4^0\,19'\,30''$	$19^0{,}5$

Ausser den Hauptbrechungsindices wurde an der polirten Grenzebene, wenn die Einfallsebene um $\delta = 44^0\ 59'{,}5$ gegen

[1] V. von Lang: Über die Lichtgeschwindigkeit im Quarze. Sitzber. Akad. Wien. 1869. **60.** II. 27.

Digitized by Google

die optische Axe geneigt war, für die langsamere Welle bestimmt:

$$\vartheta = 3^0\,45'\,11'',\ T = 19^0{,}4$$

daraus folgt:

$$\frac{v}{\sin i_0} = 0{,}645600$$

Ein Vergleich dieses Werthes mit der Wellennormale und dem Strahl, welche der Schnittlinie der Grenzebene mit der Einfallsebene parallel gehen, ergiebt:

Normale	△	beobachtet	△	Strahl
0,645599	+01	0,645600	+12	0,645588

Doch liegt trotz der grossen Übereinstimmung des beobachteten Werthes von $v/\sin i_0$ mit der Wellennormale die Abweichung von dem Strahl innerhalb des Messungsfehlers.

Zum Vergleich der ermittelten Hauptbrechungsindices mit denjenigen anderer Beobachter führe ich noch folgende Bestimmungen an.

ω_D	ε_D	T	
1,54418	1,55328	18°	Rudberg[1]
1,5446	—	—	Esselbach[2]
1,54421	1,55338	20	Schrauf[3]
1,54423	1,55338	—	Mascart[4]
1,54417	—	29	v. d. Willigen[5]
1,54419	1,55329	23,8	„
1,54414	1,55323	16	„
1,54419	1,55335	15	Sarasin[6]
1,54412	1,55338	—	Quincke[7]
1,54318	1,55245	—	„
1,54335	1,55199	—	„

[1] Rudberg: Pogg. Ann. 1828. **14.** 52.

[2] Esselbach: Messungen des Brechungsexponenten des ordentlichen Strahls im Quarz. Pogg. Ann. 1856. **98.** 541.

[3] A. Schrauf: Bestimmung der optischen Constanten krystallisirter Körper. Sitz.-Ber. Akad. Wien. 1861. **42.** 111.

[4] Mascart: Ann. école norm. 1864. (1.) **1.** 238.

[5] van der Willigen: Arch. Musée Teyler 1869. **2.** 168. — 1874. **3.** 40.

[6] E. Sarasin: Indices de réfraction ordinaire et extraordinaire du Quartz etc. Compt. rend. 1877. **85.** 1232.

[7] G. Quincke: Die Bestimmung der Brechungsexponenten mit totaler Reflexion. Festschr. naturf. Ges. Halle 1879. 326.

Digitized by Google

Diese Hauptbrechungsindices sind mit Ausnahme der letzten um ungefähr 0,0002 niedriger, als die von mir ermittelten. Auch Herr G. QUINCKE beobachtete durch Totalreflexion an frischen Quarzflächen eine verschiedene optische Beschaffenheit derselben und vermuthete, dass dieselbe „durch verschiedenen Druck auf der Fundstätte oder durch das Poliren" (S. 281) verursacht sei. Jedenfalls muss hier aber diese Abweichung dem benutzten Quarz eigenthümlich sein, denn aus der vollständigen Übereinstimmung der Messungen an beiden Flächen geht hervor, dass durch das Poliren die beobachteten Hauptlichtgeschwindigkeiten nicht beeinflusst worden sind. Auch das grössere Alter der einen Grenzebene kann eine Veränderung der Oberflächenbeschaffenheit nicht herbeigeführt haben, wie Herr QUINCKE sie für alte Quarzflächen annahm, da er an solchen sehr abweichende Hauptbrechungsindices beobachtete. Dieselben variirten zwischen $\omega = 1{,}5141—1{,}5374$, $\varepsilon = 1{,}5216—1{,}5470$, doch wurden die gewöhnlichen Zahlen gefunden, sobald die alte Grenzebene durch eine neue Schlifffläche ersetzt war. Schon die Untersuchungen von Herrn W. HALLOCK[1] haben jene bedeutenden Abweichungen nicht bestätigt. Letzterer beobachtete als äusserste Werthe von zahlreichen Brechungsindices, die er an natürlichen und geschliffenen Quarzflächen vom verschiedensten Alter, zum Theil auch an ganz frischen Schlifflächen ermittelte: $\omega = 1{,}5434—1{,}5426$, $\varepsilon = 1{,}5527—1{,}5519$. Diese Zahlen weichen unter einander also noch nicht um 0,001 ab. Allerdings erscheint es auffallend, dass sie sämmtlich kleiner sind, als die von RUDBERG angegebenen. Die Unsicherheit der Messung ist aber nach Herrn HALLOCK nur zu 0,0002 bis 0,0003 anzunehmen.

Um direct etwaige Unterschiede der Hauptbrechungsindices des Quarzes im Innern und an der Oberfläche desselben zu bestimmen, untersuchte ich ein Quarzprisma, dessen drei Seiten polirt waren und angeblich der optischen Axe parallel gingen. Dasselbe war von Herrn W. STEEG bezogen und hatte schon mehrere Jahre im mineralogischen Institut

---

[1] W. HALLOCK: Über die Lichtgeschwindigkeit in verschiedenen Quarzflächen. WIEDEM. Ann. 1881. **12**. 148.

Digitized by Google

zu Königsberg gelegen. Ich bestimmte die Hauptbrechungsindices zunächst durch das Minimum der Ablenkung:

$$\omega = 1{,}54397,\ \varepsilon = 1{,}55310,\ T = 20^{\circ}$$

bei streifend einfallendem Licht:

$$\omega = 1{,}54407,\ \varepsilon = 1{,}55318,\ T = 19^{\circ},5$$

und ausserdem noch an den Flächen jenes Prismas selbst durch Totalreflexion gegen das Flintglasprisma II:

$$\omega = 1{,}54425,\ \varepsilon = 1{,}55322,\ T = 18^{\circ},5.$$

Diese Werthe unterscheiden sich von einander nur innerhalb der Beobachtungsfehler.

Eine Beeinflussung des Resultates durch eine Veränderung der Oberfläche kann also auch hier nicht nachgewiesen werden.

Beryll von Nertschinsk.

(Grenzebene $\mathfrak{a} = 10\bar{1}0$.)

Es wurde eine polirte Fläche des Prismas $(10\bar{1}0)$ eines blaugrünen, ziemlich hellen Krystalls von Nertschinsk zur Untersuchung benutzt, dessen Endigung nur durch (0001) gebildet war. Die der Grenzebene benachbarten Prismenflächen waren eben genug, um zur Bestimmung der Lage der Einfallsebene zu dienen. Die bei der Beobachtung auftretenden Grenzbilder waren durchaus nicht scharf, ein Mangel, welchen auch Herr F. Kohlrausch[1] an einigen der von ihm untersuchten Berylle bemerkte. Zur Messung wurde das Flintglasprisma II benutzt; bei der Bestimmung von ϑ_e lag die Einfallsebene senkrecht zur optischen Axe, für ϑ_o wurde das Mittel aus den bei verschieden gelegenen Einfallsebenen erhaltenen Werthen genommen. Ich erhielt:

$$\vartheta_o = 6^{\circ}\,42'\,24'',\ T = 20^{\circ}$$
$$\vartheta_e = 6\quad 6\ 28\ ,\ T = 19{,}2$$

daraus ergeben sich die Hauptbrechungsindices:

$$\omega = 1{,}57194,\ \varepsilon = 1{,}56739.$$

Herr A. Schrauf[2], welcher ebenfalls Krystalle von Nertschinsk untersuchte, deren Farbe „zwischen farblos bis lichtgrün variirte", giebt an:

$$\omega_D = 1{,}57026,\ \varepsilon_D = 1{,}56592,\ T = 21^{\circ},3.$$

[1] F. Kohlrausch: Wiedem. Ann. 1878. **4**. 27.

[2] A. Schrauf: Sitzungsber. Wien. Akad. 1861. **42**. 120.

Digitized by Google

Diese Werthe weichen von meinen Beobachtungen in der dritten Dezimalstelle ab.

Ich bestimmte noch den Werth für $v/\sin i_0$, welchen die ungewöhnliche Welle ergab, wenn die Einfallsebene um 45° gegen die optische Axe geneigt war. Aus $\vartheta = 6^0\,23'\,24''$, $T = 20{,}9$ folgt

$$\frac{v}{\sin i_0} = 0{,}637129.$$

Ein Vergleich dieses Werthes mit den in der Schnittlinie von Grenzebene und Einfallsebene gelegenen Radiivectoren der Wellenfläche und der Strahlenfläche ergiebt:

Normale:	△	beobachtet:	△	Strahl:
0,637081	+48	0,637129	+51	0,637078

b. Optisch zweiaxige Krystalle.

Aragonit.

Wenngleich zwei der Hauptbrechungsindices des Aragonits höher sind als der Index des Bromnaphtalins, so empfahl sich derselbe durch seine starke Doppelbrechung doch als sehr geeignetes Beobachtungsmaterial. Rudberg[1] bestimmte an Krystallen aus Böhmen die Hauptbrechungsindices zu:

$$\alpha_D = 1{,}53013,\ \beta_D = 1{,}68157,\ \gamma_D = 1{,}68589,\ T = 17{,}8$$

Herr Glazebrook[2] fand an zwei Krystallen, welche er „aus Deutschland erhalten" hatte:

α_D	β_D	γ_D
1,51013	1,68125	1,68580
1,51013	1,68115	1,68560

Durch Totalreflexion ermittelte Herr K. Feussner[3]:

$$\alpha_D = 1{,}52977.$$

Zur Untersuchung wurden Krystalle von Bilin benutzt, welche ausgezeichnet scharfe Grenzbilder lieferten; an einem Krystall wurde eine Fläche b = 010 und an zwei anderen

[1] Rudberg: Pogg. Ann. 1829. 17. 16.

[2] R. T. Glazebrook: An Experimental Determination of the Values of Velocities of Normal Propagation of Plane Waves etc. Philos. Transact. 1879. 170. 308.

[3] a. a. O.

Digitized by Google

je eine Fläche m = 110 polirt. Die Messung des Winkels m : m = 110 : 1$\bar{1}$0 ergab 63° 49′ 47″, übereinstimmend mit der Angabe des Herrn Schrauf[1]: 63° 50′.

Aragonit von Bilin.

(Grenzebene b = 010.)

Die Winkel der Grenzebene b gegen die Krystallflächen m = 110 und k′ = 0$\bar{1}$1 wurden bestimmt zu

beobachtet:	△	nach Schrauf
b : m = 58° 36′ 37″	+ 31′ 37″	58° 5′
b : k′ = 125 32 32	— 14 28	125 47

Demnach besitzt diese Grenzebene eine von der Richtung der Fläche 010 etwas abweichende Lage. Hierdurch ist es wohl zu erklären, dass die beobachteten Werthe von $v/\sin i_0$ durchgängig kleiner sind als die berechneten Geschwindigkeiten der Wellennormalen. Vernachlässigt man nämlich die kleinere Abweichung △, welche an der Kante b : k gefunden wurde, so erhält man eine Fläche parallel der verticalen Axe zwischen m und b, und aus Tafel XVI ist ersichtlich, dass die an m beobachteten Werthe kleiner sind, als die an b ermittelten. Die Grösse der Abweichungen erreicht allerdings nur 0,00004 und überschreitet demnach kaum den Beobachtungsfehler.

Da die Grenzwinkel, welche den langsameren Wellen mit der constanten Geschwindigkeit c entsprechen, nicht beobachtet werden können, so konnte auch nicht ermittelt werden, in welchem Maasse sie von der abweichenden Lage der Grenzebene beeinflusst wurden. Die den schnelleren Wellen entsprechenden Grenzwinkel konnten bei Anwendung von Phenylsenföl von $\delta = 90°$ bis etwa 35° bestimmt werden. Mit Benutzung von Kaliumquecksilberjodidlösung gelang es nur drei weitere Beobachtungen (No. 12 bis 14 der Tab. V) zu machen. Die auf solche Weise gewonnenen Werthe von α und β unterscheiden sich nur wenig von den Rudberg'schen Werthen. Die Lage der Einfallsebenen wurde auf die Kante b : m bezogen, welche im Azimut $\delta = 0$ liegt.

---

[1] A. Schrauf: Atlas d. Krystallf. Wien 1877. 1. XXI.

Digitized by Google

Tabelle V. Aragonit von Bilin.

Grenzebene b = 010.

A = 60° 26′ 13″,4. N = 1,744880.

No.	T	S	ϑ	δ = (X X′)	p beobachtet	q berechnet Formel (9)	p—q 0,0000
1	19°,2	0° 0′	1°27′47″	90° 0′	0,653528	0,653539	— 11
2	19,1	—	1 56 45	79 59	651811	651837	— 26
3	18,4	5 31	2 32 18	75 0	649737	649763	— 26
4	18,4	7 15	3 21 41	70 0,5	646917	646936	— 19
5	18,4	8 37	4 24 58	65 1	643404	643435	— 31
6	18,4	10 0	5 41 15	60 1	639318	639348	— 30
7	18,4	11 43	7 10 3	55 0	634761	634779	— 18
8	18,4	13 8	8 50 21	50 1	629866	629905	— 39
9	19,1	13 49	10 40 41	45 0,75	624782	624817	— 35
10	19,1	14 17	12 39 43	39 59,5	619628	619670	— 42
11	18,4	14 55	14 43 35	35 0	614648	614668	— 20
12	19,1	—	20 51 58	19 59	601867	601853	+ 14
13	19,1	—	23 57 3	9 59	596529	596535	— 06
14	19,1	—	25 5 37	0 0	0,594725	0,594682	+ 43

Nach Rudberg: $\alpha = 1{,}53013$, $\beta = 1{,}68157$, $\gamma = 1{,}68589$,
Beobachtet: $\alpha = 1{,}53016$, $\beta = 1{,}68145$.

Anhydrit von Hallein.

(Grenzebene b = 010.)

Die Aufstellung des Anhydrits sei so gewählt, dass die Ebene der vollkommensten Spaltbarkeit parallel b = (010) und die der nächst vollkommenen parallel a = (100) geht. Letztere enthält die optischen Axen. Der Charakter der Doppelbrechung ist positiv und die erste Mittellinie steht senkrecht zu c = 001. Angaben über die optischen Constanten sind mir nur von Miller[1] bekannt, welcher ohne Bezeichnung des Fundortes und der Lichtsorte, für welche die Bestimmung ausgeführt wurde, mittheilt:

$$\alpha = 1{,}571,\ \beta = 1{,}576,\ \gamma = 1{,}614,\ 2V = 43° 32′.$$

Die vollkommene Spaltbarkeit des Anhydrits nach drei aufeinander senkrechten Richtungen erschwert die Herstel-

[1] Miller: Über die Form und optischen Constanten des Anhydrits. Pogg. Ann. 1842. **55**. 525.

Digitized by Google

lung von Prismen, doch macht sie das Material sehr geeignet zur Untersuchung am Totalreflectometer. Hierzu wurden einige Spaltflächen eines grösseren Krystallstückes gewählt, das wahrscheinlich von Hallein stammt. Dasselbe war strahlig zusammengesetzt in der Weise, dass die Querflächen divergirten.

An der untersuchten Längsfläche erwiesen sich die der schnelleren Welle mit der constanten Geschwindigkeit a entsprechenden Grenzwinkel nicht als vollkommen constant. Man konnte mit Hülfe der scharfen Grenze ermitteln, dass der grösste und der kleinste Werth bei $\delta = 0^0$ und 90^0 eintraten:

$$\delta = 0^0 \qquad \Delta \qquad \delta = 90^0$$
$$T = 16^0,\ \vartheta = 6^0\ 25'\ 24'',\ 0^0\ 1'\ 23'',\ 6^0\ 24'\ 1'' = \vartheta,\ 20^0 = T$$

Daraus folgt

$$(\alpha) = 1{,}56979, \quad 0{,}00015, \quad 1{,}56962 = \alpha$$
$$(a) = 0{,}637026, \quad 0{,}000071, \quad 0{,}637097 = a$$

Da a die grösste im Krystall auftretende Lichtgeschwindigkeit ist, so entspricht ihr der bei $\delta = 90^0$ beobachtete Werth am meisten. Hiermit stimmt auch das Ergebniss ziemlich genau überein, welches ich bei der Bestimmung der Winkel der Grenzebene gegen die benachbarten Spaltflächen erhielt:

	beobachtet	Δ
b : a	93° 44′ 42″,	+ 3° 44′ 42″
b : c	90 26 50,	+ 0 26 50

Man kann hiernach die Grenzebene mit grosser Annäherung als eine Prismenfläche auffassen, welche parallel zur Kante b : c, also parallel zur Z-Axe liegt und gegen b um $3\frac{3}{4}^0$ geneigt ist. Der Betrag dieser Drehung lässt sich auch aus dem parallel zur Kante b : a beobachteten Werth von $v/\sin i_0$ der schnelleren Welle berechnen, doch erhält man auf diesem Wege 9° 45′ 20″. Da die bei dieser Berechnung in Betracht kommende Ellipse die Hauptaxen a und b hat, welche sich wenig von einander unterscheiden, so ist dies abweichende Resultat erklärlich. Die Lage der Grenzebene beeinflusst auch die der langsameren Welle entsprechenden Grenzwinkel, wie aus den beobachteten Werthen von $v/\sin i_0$ ersichtlich ist (Tab. VI). Dieselben sind durchgängig grösser als die theoretisch berechneten Wellengeschwindigkeiten. Da die Grenzebene jedoch einer Prismenfläche nahe kommt, so darf man

Digitized by Google

annehmen, dass die ermittelten Hauptlichtgeschwindigkeiten nicht merklich von den wahren Werthen abweichen.

$\alpha = 1{,}56962$ $T = 20^0$
$\beta = 1{,}57553$ 19,9
$\gamma = 1{,}61362$ 18,3

Bei den Beobachtungen No. 10 und 13 der Tabelle zeigen sich grössere Abweichungen als gewöhnlich zwischen dem gemessenen und dem berechneten Werth. Es erschien hier die Grenze sehr undeutlich, wie sich später herausstellte in Folge des schnellen Verdunstens des Phenylsenföles.

Tabelle VI. Anhydrit von Hallein.

Grenzebene b = 010.

A = 60° 26′ 13″,4. N = 1,744880.

No.	T	ϑ	δ, = YX′	p beobachtet	q berechnet	p—q 0,0000	s	p—s 0,000
1	18°,3	12° 37′ 37″	0° 0′	0,619726	—	—	—	—
2	20,6	12 26 17	10 1	620201	0,620185	+16	0,620164	+037
3	19,1	12 13 37	15 1	620736	620743	−07	620699	037
4	20,6	11 55 20	20 0	621515	621497	+18	621424	091
5	21,3	11 33 28	25 0	622457	622429	+28	622324	133
6	20,9	11 8 51	29 59,3	623533	623503	+30	623369	164
7	20	10 41 41	35 1	624737	624699	+38	624541	196
8	20,3	10 14 1	40 0	625983	625960	+23	625787	196
9	19,7	9 45 40	45 0	627279	627262	+17	627084	195
10	20	9 16 32	50 0,5	628632	628564	+68	628390	242
11	21,6	8 50 49	55 0,3	629844	629820	+24	629661	183
12	20,6	8 26 19	60 0	631016	630996	+20	630861	155
13	21,6	8 3 28	65 0	632122	632059	+63	631953	169
14	20	7 45 22	70 0	633008	632974	+34	632899	109
15	20	7 19 7	79 1	634308	0,634261	+47	0,634240	068
16	19,9	7 11 6	90 0	0,634709	—	—	—	—

Schwerspath.

Wir bezeichnen das Spaltungsprisma mit m = (110), die Ebene der optischen Axen mit b = (010).

Schwerspath von Dufton.

Es wurden von einem grossen vollkommen durchsichtigen Krystall die Flächen b = 010, c = 001 und o = 011 unter-

Digitized by Google

sucht, welche sämmtlich polirt wurden und dann scharfe Grenzbilder gaben.

$A = 60^0\,26'\,13{,}4 \quad N = 1{,}744880.$

Grenzebene	ϑ_a	T	ϑ_b	T	ϑ_c	T
b = 010	16° 15′ 6″	19,3	16° 27′ 31″	19	18° 22′ 21″	19
c = 001	16 15 13	19,5	16 27 47	19,5	18 23 46	19,5
o = 011	16 15 49	20	16 28 6	19	18 23 33	18,3
Mittel	16° 15′ 23″	19,6	16° 27′ 48″	19,2	18° 23′ 10″	18,9

Aus den Mittelwerthen folgen die Hauptbrechungsindices:

$$\alpha = 1{,}63618, \quad \beta = 1{,}63739, \quad \gamma = 1{,}64834.$$

Die Abweichung zwischen einander entsprechenden Winkeln ϑ beträgt höchstens $1\frac{1}{2}'$; sie kann nicht auffallen, wenn man berücksichtigt, dass die polirten Flächen nicht vollkommen genau den optischen Symmetrieaxen parallel laufen. Dass trotzdem die Unterschiede nicht grösser sind, beruht auf der geringen Doppelbrechung des Schwerspathes. Die beiden äussersten Werthe von ϑ_c: 18° 22′ 21″ und 18° 23′ 46″ würden $\gamma = 1{,}64826$ und 1,64839 ergeben. Eine Zunahme von ϑ_c um 1′ 25″ bewirkt also für γ nur eine Vergrösserung um eine Einheit der vierten Dezimalstelle; daraus folgt, dass das oben gewählte arithmetische Mittel aus sämmtlichen Beobachtungen ein sehr befriedigendes Resultat ergeben muss.

Von den Brechungsindices, welche Heusser[1] an einem „grossen englischen" Schwerspath fand:

$$\alpha_D = 1{,}63630 \quad T = 19{,}75$$
$$\beta_D = 1{,}63745 \qquad 18{,}75$$
$$\gamma_D = 1{,}64797 \qquad 20{,}6$$

unterscheiden sich meine Beobachtungen in derselben Weise wie jene, welche Herr K. Feussner[2] allerdings an einem Krystall, dessen Fundort nicht bekannt war, durch Totalreflexion ermittelte:

$$\alpha_D = 1{,}63624, \quad \beta_D = 1{,}63734, \quad \gamma_D = 1{,}64812$$

[1] J. C. Heusser, Untersuchung über die Brechung des farbigen Lichtes etc. Pogg. Ann. 1852. 87. 462.

[2] K. Feussner, Inaug.-Diss. S. 30.

Digitized by Google

Dadurch erfährt die Annahme von K. Feussner eine Bestätigung, dass die beim Minimum der Ablenkung bestimmten Brechungsindices durch die bei künstlich hergestellten Prismen stets vorhandenen Abweichungen der Prismenkante von der zu einer optischen Symmetrieaxe parallelen Lage Fehler enthalten, welche sich in der gegenseitigen Annäherung der Hauptbrechungsindices offenbaren.

Der Spaltungswinkel wurde zu $110 : 1\bar{1}0 = 78^0\,13'$ bestimmt, da andere Winkel jedoch nicht gemessen werden konnten, so wurden für das Verhältniss der Axeneinheiten die von Herrn A. Schrauf[1] angegebenen Werthe

$$\breve{a} : \breve{b} : \dot{c} = 0{,}81461 : 1 : 1{,}31268$$

benutzt, denen $m : m' = 78^0\,20'$ entspricht.

Grenzebene b = 010.

Die polirte Fläche bildet mit o = 01$\bar{1}$ und m = 110 die Winkel:

beobachtet:	Δ	nach Schrauf:
$\underline{b} : o = 37^0\,35'\,37''$	$+ 17'\,37''$	$37^0\,18'$
$\underline{b} : m = 50^0\,42'\,11''$	$- 10'\,19''$	$50^0\,53'\,30''$

Eine Veränderung des Grenzwinkels, welcher der Welle mit der constanten Geschwindigkeit $\mathfrak{b}$ entspricht, wurde nicht bemerkt. Die Lage der Einfallsebene wurde auf die Kante $\underline{b} : o$ bezogen, welche in dem Azimut $\delta = 0^0$ liegt. Da diese Grenzebene den optischen Axen parallel geht, so konnte man auch an ihr den Winkel dieser Axen ermitteln. Doch ist bei schwach doppeltbrechenden Körpern diese Bestimmung nur annähernd auszuführen, da die veränderliche Grenze sich nur langsam bei einer Drehung des Krystalls verschiebt; bei ihnen liefert ausserdem die Berechnung des Axenwinkels aus den beobachteten Hauptbrechungsindices nur ein annäherndes Resultat, wie aus der Relation

$$\cos^2 V = \frac{\mathfrak{b}^2 - \mathfrak{c}^2}{\mathfrak{a}^2 - \mathfrak{c}^2}$$

hervorgeht. Es ist:

$$\partial V = \frac{\mathfrak{a}\sqrt{\mathfrak{b}^2 - \mathfrak{c}^2}}{(\mathfrak{a}^2 - \mathfrak{c}^2)\sqrt{\mathfrak{a}^2 - \mathfrak{b}^2}} \cdot \partial \mathfrak{a}$$

[1] Schrauf, Atl. d. Krystallf. I. Tafel 30.

Digitized by Google

$$\partial V = -\frac{b}{\sqrt{(a^2-b^2)(b^2-c^2)}} \cdot \partial b$$

$$\partial V = \frac{c\sqrt{a^2-b^2}}{(a^2-c^2)\sqrt{b^2-c^2}} \cdot \partial c.$$

Nimmt man $\partial a = \partial b = \partial c = \pm f$, so ist der grösste mögliche Fehler in V:

$$dV = \pm \frac{a(b^2-c^2) + b(a^2-c^2) + c(a^2-b^2)}{(a^2-c^2)\sqrt{(a^2-b^2)(b^2-c^2)}} \cdot f$$

also für $f = 0{,}00001$, $dV = 25' 26''$. Ein Fehler von 0,00001 in jeder der beobachteten Hauptlichtgeschwindigkeiten würde in dem berechneten Axenwinkel einen Fehler von 50′ 52″ bewirken. Ich fand:

	V	V′	2V	T
1)	18° 8′	18° 18′	36° 26′	18,7
2)	18 23	18 38	37 1	19,5
		Mittel	36° 43′,5	19,1

Aus α, β, γ ergiebt sich 36° 59′ 16″. Demnach ist die Übereinstimmung beider Winkel noch eine sehr befriedigende. Heusser[1] beobachtete 37° 19′ und berechnete aus den Hauptbrechungsindices 36° 47′ 37″.

Tabelle VII.

(Grenzebene b = 010.)

A = 60° 26′ 13″,4. N = 1,744880.

No.	T	ϑ	$\vartheta^2 = ZX'$	p beobachtet	q berechnet	p—q 0,0000	s	p—s 0,0000
1	19°	16° 15′ 27″	0° 0′	0,611179	—	—	—	—
2	17,6	16 24 35	15 0,5	610844	0,610878	— 34	0,610874	— 30
3	17,6	16 46 35	29 59	610046	610057	— 11	610044	+ 02
4	18,1	17 17 27	45 1,5	608945	608928	+ 17	608911	+ 34
5	18,1	17 49 35	59 59,5	607822	607802	+ 20	607789	+ 33
6	18,1	18 14 14	74 59	606975	0,606975	± 00	0,606971	+ 04
7	19	18 23 10	90 0	0,606671	—	—	—	—

[1] Heusser: Vergleichung der Werthe der Winkel der optischen Axen, die aus directen Messungen der scheinbaren Axenwinkel folgen, mit den aus den Brechungscoëfficienten berechneten für Aragonit und Schwerspath. Pogg. Ann. 1853. **89.** 536.

Digitized by Google

Grenzebene c = 001.

Die polirte Fläche bildet mit o = 011 und m' = 1$\bar{1}$0 die Winkel:

beobachtet	△	nach SCHRAUF
c : m' = 91° 45' 43"	+ 1° 45' 43"	90°
c : o = 51 2 21	— 1 39 39	52° 42'

Die Abweichung von der Richtung c = 001 ist nicht ohne Einfluss auf die Grenzwinkel, welche der schnelleren Welle mit der constanten Geschwindigkeit a entsprechen, wie folgende Tabelle lehrt:

δ	ϑ	a
90°	16° 15' 31"	—
75	16 15 13	0,611187
60	16 15 59	—
45	16 16 19	—
30	16 16 23	—
0	16 16 51	0,611127

Die dem kleinsten Werth von ϑ entsprechende Geschwindigkeit a wurde als Hauptlichtgeschwindigkeit angenommen. Dass auch die der langsameren Welle entsprechenden Grenzwinkel durch die abweichende Lage der Grenzebene beeinflusst sind, geht aus Tab. VIII hervor; die beobachteten Werthe von $v/\sin i_0$ sind sämmtlich grösser als die berechneten, allerdings beläuft sich diese Abweichung nur bis auf 0,00005.

Tabelle VIII.

Grenzebene c = 001.

No.	T	ϑ	$\delta_1 = YX'$	p beobachtet	q berechnet	p—q 0,0000
1	19°	18° 23' 10"	0° 0'	0,606671	—	—
2	18,8	18 14 36	15 0	606962	0,606943	+ 19
3	18,8	17 52 7	30 0	607734	607688	+ 46
4	19,1	17 22 50	45 1	608755	608704	+ 51
5	18,8	16 54 30	60 1	609762	609717	+ 45
6	18,8	16 34 38	75 0	610478	0,610457	+ 21
7	19	16 27 48	90 0	0,610727	—	—

Digitized by Google

Schwerspath von Uhlefoss in Norwegen.

(Grenzebene c = 001.)

Zu der folgenden Messung wurde ein Schwerspathbruchstück benützt, welches der HAUSMANN'schen Sammlung des mineralogischen Instituts zu Greifswald angehört und einer Fundortsangabe bisher entbehrte. Herrn M. WEBSKY verdanke ich die Mittheilung, dass dieses Stück mit den im Berliner mineralogischen Museum befindlichen Exemplaren von Uhlefoss und Holdenhiem-Werk in Norwegen übereinstimmt. Es ist im Innern grau gefärbt, parallel den Flächen des Prismas m zonar aufgebaut, derart, dass die äusserste Schicht fast rein weiss erscheint, und besitzt einen ausgezeichneten Pleochroismus. Auf den Flächen m sitzen kleine Quarzkryställchen.

2,4322 g. bei 110° getrockneter Substanz wurden mit einer concentrirten Lösung von $3K_2CO_3 + 1K_2SO_4$ ½ Stunde gekocht und nach dem Abfiltriren mit verdünnter Salpetersäure behandelt. Sie lieferten 2,4146 g. $BaSO_4$, 0,0237 g. $SrSO_4$, 0,0038 g. $CaSO_4$, — SiO_2.

2,7780 g. bei 110° getrockneter Substanz ergaben, im Platintiegel derart erhitzt, dass derselbe nicht glühend wurde, durch Verlust 0,0032 g. H_2O.

$BaSO_4$	99,28
$SrSO_4$	0,97
$CaSO_4$	0,16
H_2O	0,12
	100,53

Spaltungsstücke ergaben:

$$110 : 1\bar{1}0 = 78^0\ 17'\ 23''$$
$$= 78\ 26\ 55$$

Bei der Bestimmung des Azimuts der Einfallsebene mit Hülfe einer Fläche des Spaltungsprismas wurde nach SCHRAUF $110 : 1\bar{1}0 = 78^0\ 20'$ angenommen. Die Hauptbrechungsindices:

$\alpha = 1{,}63619$	$T = 20^0$
$\beta = 1{,}63750$	$T = 19{,}8$
$\gamma = 1{,}64834$	$T = 20{,}5$

stimmen vollständig mit denjenigen des Schwerspaths von Dufton überein.

Digitized by Google

Tabelle IX.

$A = 60^0\,26'\,13'',4$. $N = 1{,}744880$.

Langsamere Welle.

No.	T	S	ϑ	$\delta_1 = YX'$	p beobachtet	q berechnet	p—q 0,0000
1	20°,5	—	18° 23′ 31″	0° 0′	0,606659	—	—
2	19,5	—	18 22 13	5 0	606703	0,6066903	+ 13
3	19	—	18 20 8	10 0	606774	606781	— 07
4	22	—	18 14 28	15 0	606967	606930	+ 37
5	20	—	18 9 25	20 0	607139	607132	+ 07
6	20	0° 44′	18 2 25	25 0	607379	607381	— 02
7	23	—	17 53 21	30 0	607691	607669	+ 22
8	20	—	17 44 13	35 0	608005	607987	+ 18
9	19,5	1 46	17 35 10	40 2,5	608323	608329	— 06
10	21	—	17 24 13	45 0	608707	608676	+ 30
11	19,5	1 24	17 15 34	49 58,5	609012	609024	— 12
12	19,5	—	17 5 30	55 1,5	609369	609366	+ 03
13	20,5	—	16 55 58	60 3,5	609709	609686	+ 23
14	19,5	0 49	16 48 40	64 58,5	609971	609967	+ 04
15	19,5	—	16 41 39	69 58,5	610224	610216	+ 08
16	20,5	—	16 35 11	75 1,5	610455	610418	+ 37
17	20,5	—	16 31 54	80 1,5	610577	610566	+ 11
18	20,5	—	16 30 16	85 0	610637	0,610656	— 19
19	19,8	—	16 28 55	90 0	0,610686	—	—

Gyps vom Montmartre.

(Grenzebene b = 010.)

Die folgenden Messungen wurden an einem Spaltstück eines weingelben Krystalls vom Montmartre ausgeführt; die Bestimmung des Winkels der optischen Axen wurde an einer polirten Spaltfläche wiederholt. Beide Flächen lieferten nur matte Grenzbilder. Für den mittleren Hauptbrechungsindex ergaben sich übereinstimmende Werthe bei $\delta = 0$ und $\delta = 90^0$.

Flintglasprisma II.

$\delta = 90^0$ Mittel $\delta = 0^0$

$T = 19^0$, $\vartheta_b = 0^0\,32'\,49''$, $0^0\,32'\,50''$, $0^0\,32'\,51'' = \vartheta_b$, $T = 19^0$

Daraus folgt:

$$\beta = 1{,}52241.$$

Für die beiden anderen Hauptbrechungsindices erhielt ich:

$T = 19^0$ $\vartheta_c = 1^0\,22'\,29''$, $0^0\,18'\,3'' = \vartheta_a$ $T = 19^0$

$\gamma = 1{,}52941$, $1{,}52033 = \alpha$

Digitized by Google

Meine Beobachtungen nähern sich am meisten jenen von Ångström, wie aus folgender Tabelle hervorgeht:

α_D	β_D	γ_D	T	
—	1,5224	—	20°,25	F. Neumann[1]
1,52056	1,52267	1,52975	19	Ångström[2]
1,520717	1,522772	1,530483	17,4	V. von Lang[3]
1,52007	1,52299	1,52944	—	Quincke[4]
1,5183	1,5211	1,5285	—	W. Kohlrausch[5]

Für den Winkel der optischen Axen ermittelte ich $V = 28^0\,1'$, $V' = 27^0\,37'$, folglich $2V = 55^0\,38'$ ($T = 19^0$); an der polirten Grenzebene fand ich $2V = 55^0\,49'$ ($T = 17^0,8$). Aus den Hauptbrechungsindices ergiebt sich $2V = 57^0\,24'\,20''$. V. von Lang beobachtete $2V_D = 58^0\,8'$ ($T = 18^0,0$). Mit Rücksicht auf die grosse Veränderlichkeit dieses Winkels mit der Temperatur[6] konnte eine grössere Genauigkeit nicht erwartet werden.

II. Grenzebene parallel zu einer optischen Symmetrieaxe.

a. Optisch einaxige Krystalle.

Kalkspath von Island.

(Grenzebene $r = 10\bar{1}0$.)

Aus einer grösseren Anzahl von Spaltungsstücken des isländischen Kalkspathes wurden zwei ausgewählt, welche durch je eine sehr ebene und vollkommen spiegelnde Fläche ausgezeichnet waren. Nach Des Cloizeaux[7] beträgt der Winkel zweier in einer Endkante zusammenstossender Flächen des Rhomboëders $\varrho = 74^0\,55'$, daraus folgt für den Winkel zweier Endkanten $\sigma_\varrho = 101^0\,55'$ und für den Winkel der Nor-

[1] F. Neumann: Über die optischen Eigenschaften der zwei- und eingliedrigen Krystalle. Pogg. Ann. 1835. **35**. 89.

[2] A. Ångström: Über die Molekularconstanten der monoklinoëdrischen Krystalle. Pogg. Ann. 1857. **86**. 212.

[3] V. von Lang: Grösse und Lage der optischen Elasticitätsaxen beim Gypse. Sitz-Ber. Akad. Wien. 1877. **76**. II. 793.

[4] G. Quincke: Festschr. naturf. Ges. Halle 1879. 327.

[5] W. Kohlrausch: Wiedem. Ann. **6**. 106.

[6] Vergl. F. Neumann: Pogg. Ann. 1835. **35**. 86 u. a.

[7] Des Cloizeaux: Man. Min. 1874. II. 97.

Digitized by Google

male der Rhomboëderfläche zur optischen Axe $\mu_\varrho = 44^0\,36'\,34''$. Aus letzterem Winkel und den von RUDBERG angegebenen Hauptbrechungsindices berechnet man mit Hilfe der Relation (2) S. 244 für den im Hauptschnitt der Grenzebene liegenden Werth ($\delta = 0$)

$$\frac{v}{\sin i_0} = 0{,}635483$$

Für denselben beobachtete ich, indem ich zur Bestimmung der Lage der Einfallsebene eine benachbarte Spaltfläche benutzte, an der Grenzebene a

$$\frac{v}{\sin i_0} = 0{,}634886 \qquad T = 19^0{,}4$$

an der Grenzebene b

$$\frac{v}{\sin i_0} = 0{,}634973 \qquad T = 19^0$$

Da diese Werthe sowohl unter einander als auch von dem theoretisch berechneten Werth um mehr abweichen als erwartet werden musste, wurden die Flächenwinkel der beiden Spaltungsstücke nachgemessen, wobei sich herausstellte, dass dieselben verschieden und ausserdem grösser waren, als der Winkel ϱ, welcher der obigen Annahme für μ und σ zu Grunde liegt.

1. Flächenwinkel an den Kanten der Grenzebene $10\bar{1}1$:

Spaltungsstück a	Spaltungsstück b
$104^0\,54'\,30''$	$104^0\,52'\,54''$
$75\;\;4\;16$	$75\;\;5\;54$

2. Flächenwinkel an den Kanten der Gegenfläche $\bar{1}01\bar{1}$:

$105^0\;\;2'\,39''$	$105^0\;\;2'\,30''$
$74\;56\;50$	$74\;55\;28$
$359^0\,58'\,15''$	$359^0\,56'\,46''$

Da die spiegelnden Flächen nicht vollkommen tautozonal sind, so ist die Summe der Winkel kleiner als 360^0. Aus den beobachteten Winkeln folgt, dass die aus ϱ berechneten Werthe für σ und μ nicht anwendbar sind, und dass auch die wahren Werthe derselben aus den Flächenwinkeln nicht hinreichend genau entnommen werden konnten. Dieselben mussten also auf optischem Wege mit Hilfe der Relation[1]:

[1] Mit dieser von TH. LIEBISCH theoretisch abgeleiteten Relation stimmen die von W. KOHLRAUSCH am Natriumnitrat angestellten Messungen

Digitized by Google

$$\cos\mu = \sqrt{\frac{\frac{1}{c^2} - \frac{1}{g^2}}{\frac{1}{c^2} - \frac{1}{a^2}}}$$

ermittelt werden. Bei der Bestimmung derjenigen Stellungen der Grenzebene a, für welche der Grenzwinkel seinen grössten und seinen kleinsten Werth erreicht, wurden folgende Ablesungen am Theilkreise des Totalreflectometers gemacht, welche sich über einen Winkelraum von fast 2^0 verbreiten.

Minimum ($\delta = 90^0$) des Grenzwinkels	Maximum ($\delta = 0^0$)
$79^0\ 42'$	$169^0\ 24'$
79 41	170 30
80 54	170 11
79 33	170 43
79 21	169 23
79 2	169 13
79 47	169 33
$79^0\ 43'$	$169^0\ 51'$

$\delta = 0^0$ bei: $169^0\ 47'$

Die Normale der benutzten Nebenfläche lag in der Einfallsebene bei $208^0\ 22',5$. Daraus ergiebt sich der Winkel τ, welchen das Loth auf die Kante dieser Nebenfläche mit der Grenzebene gegen den Hauptschnitt der letzteren bildet $\tau = 38^0\ 35',5$. Aus dem Winkel ϱ ist berechnet: $\tau = 39^0\ 2',5$. Folglich waren die Winkel δ um $0^0\ 27'$ zu gross bestimmt worden. Nachdem auf diese Weise die Lage der Einfallsebene für $\delta = 0$ ermittelt worden war, ergab sich: $v/\sin i_0$

überein (dies. Jahrb. 1885. 1. 248). Wendet man die von W. Kohlrausch geltend gemachte Vermuthung (S. 248) auf den vorliegenden Fall an, so ergiebt sich

$$\frac{v}{\sin i_0} = 0{,}639302$$

Aus der von ihm in seiner zweiten Arbeit (Wiedem. Ann. 7. 430) aufgestellten Hypothese würde man als Projection der Wellennormale, welche zu dem in der Grenzebene gelegenen Strahl gehört, auf die Grenzebene erhalten

$$\frac{v}{\sin i_0} = 0{,}627980$$

Diese Zahlen unterscheiden sich schon in der dritten Dezimalstelle von den beobachteten Werthen, während der aus jener Relation ermittelte Werth nur um 0,0006 abweicht.

Digitized by Google

$= 0{,}634983$ (T = 18,7). Hieraus folgt die Neigung der Normale der Grenzebene zur optischen Axe: $\mu = 45^0\ 1'\ 25''$.

In derselben Weise wurde auch für die Spaltfläche b die Lage der Grenzebene und ihrer Schnittkante mit der Nebenfläche bestimmt. Ich erhielt $\tau = 38^0\ 57',5$; dieser Werth weicht nur um 5′ von dem aus ϱ berechneten ab. Bei $\delta = 0$ bestimmte ich $\mathfrak{v}/\sin i_0 = 0{,}635037$ (T = 18,0), daraus folgt $\mu = 44^0\ 58'\ 37''$.

Den folgenden Zusammenstellungen der beobachteten und berechneten Werthe von $\mathfrak{v}/\sin i_0$ liegen die auf optischem Wege ermittelten Winkel μ und δ zu Grunde. Namentlich die Spaltfläche a zeigt eine sehr befriedigende Übereinstimmung; bei der Spaltfläche b sind die Abweichungen im allgemeinen etwas grösser, sie steigen bis zu 0,0001.

Für den ausserordentlichen Hauptbrechungsindex wurde gefunden:

T	Spaltfläche a	△	Rudberg	△	Spaltfläche b	T
18°,7	$\varepsilon = 1{,}48648$	+13	1,48635	+15	$1{,}48656 = \varepsilon$	18°,4

Tab. X.

Spaltfläche a.

$A = 59^0\ 49'\ 33'',3$. $N = 1{,}650108$.

No.	T	S	ϑ	δ	p beobachtet	t berechnet	p—t 0,0000
1	19°,4	—	21° 29′ 47″	0° 27′	0,634886	0,634983	— 97
2	21	0° 58′	21 24 9	3 30	635074	635126	— 25
3	21	2 48	21 4 26	8 20	635739	635798	— 59
4	21	4 28	20 26 59	13 24	637028	637069	— 41
5	21	6 23	19 36 2	18 26	638837	638862	— 25
6	21	7 2	18 36 6	23 21	641048	641068	— 20
7	21,3	7 43	17 26 52	28 21	643715	643700	+ 15
8	21,3	8 10	16 10 0	33 34	646824	646774	+ 50
9	21,3	8 18	14 57 46	38 30,5	649888	649898	— 10
10	21	8 23	13 44 25	43 22	653146	653081	+ 65
11	21,8	7 58	12 34 36	48 20,5	656387	656352	+ 35
12	23	7 10	11 27 6	53 25	659652	659608	+ 44
13	23,3	6 21	10 28 16	58 20	662607	662585	+ 22
14	23,3	5 40	9 35 22	63 19	665352	665338	+ 14
15	23,3	4 49	8 50 6	68 23	667767	667784	— 17
16	23,3	3 51	8 13 8	73 24	669787	669783	+ 04
17	23,3	2 54	7 46 12	78 25	671286	671306	— 20
18	21	0 51	7 28 55	83 22	672259	672299	— 40
19	21,3	—	7 20 16	89 33	0,672749	0,672787	— 38

Digitized by Google

Tab. XI.

Spaltfläche a.

A = 60° 26′ 13″,4. N = 1,744880.

No.	T	ϑ	δ	p beobachtet	t berechnet	p—t
1	18°,7	7° 5′ 38″	0° 0′	0,634983	—	—
2	17,5	6 16 5	15 0,5	637505	0,637586	— 81
3	17,5	4 3 30	29 59,5	644583	644636	— 53
4	20,3	2 30 5	38 35,5	649916	649953	— 37
5	17,5	1 18 16	44 59	654098	654147	— 49
6	17,5	0 19 9	50 30,5	657695	657759	— 64
7	17,5	— 1 13 47	59 58,5	663562	663525	+ 37
8	17,5	— 2 55 58	75 0,5	670320	670326	— 06
9	18,7	— 3 31 14	90 0	0,672728	0,672789	— 61

Tab. XII.

Spaltfläche b.

1	18°	7° 4′ 34″	0° 0′	0,635037	—	—
2	18	6 41 0	9 59,5	636229	0,636207	+ 022
3	18	5 35 13	20 0	639636	639569	+ 067
4	18	3 59 51	30 1,5	644785	644697	+ 088
5	18	2 10 17	40 1,5	651018	650917	+ 101
6	18	1 14 49	45 0	654305	654185	+ 120
7	18	0 21 53	50 0,5	657526	657459	+ 067
8	18	— 1 15 21	60 0	663663	663552	+ 111
9	18	— 2 29 31	70 2	668540	668497	+ 043
10	18	— 3 16 0	80 1	671683	671685	— 002
11	18°,4	— 3 31 8	90 0	0,672721	0,672789	— 068

Dolomit vom Zillerthal.

(Grenzebene r = $10\bar{1}1$.)

Es wurde eine polirte Spaltfläche eines in Chloritschiefer eingewachsenen grauen Krystalls untersucht.

0,7458 g. bei 110° getrockneter Substanz wurden in verdünnter Chlorwasserstoffsäure gelöst und ergaben 0,0203 g. Fe_2O_3, 0,0046 g. Mn_3O_4, 0,2310 g. CaO, 0,4061 g. $Mg_2P_2O_7$, 0,0018 g. Rückstand.

1,0082 g. bei 110° getrockneter Substanz ergaben im GEISSLER'schen Apparat, nachdem die Kohlensäure in der Kälte durch Chlorwasserstoffsäure ausgetrieben war, einen Verlust von 0,4683 g. entsprechend 46,45% CO_2.

$MgCO_3$	41,214	entspr. CO_2 21,58
$CaCO_3$	55,31	24,34
$MnCO_3$	0,93	0,36
$FeCO_3$	0,45	0,17
Fe_2O_3	2,41	—
Rückstand . . .	0,24	—
	100,55	46,45

Digitized by Google

Aus dem Flächenwinkel an den Endkanten des Spaltungsrhomboëders $\varrho = 73^0\,46'$ folgt für den Winkel zweier Endkanten $\sigma = 102^0\,37'\,30''$ und für den Winkel der Normale der Rhomboëderfläche zur optischen Axe $\mu = 43^0\,52'\,16''$. Das Azimut der Einfallsebene wurde durch eine der Grenzebene benachbarte Spaltfläche bestimmt. An dem Flintglasprisma II konnten nur die Werthe von $v/\sin i_0$ für die zu den Diagonalen des Rhombus parallelen Einfallsebenen bestimmt werden. Aus:

$$\delta = 90^0 \qquad \delta = 0^0$$
$$\vartheta = -1^0\,20'\,19'' \qquad 8^0\,32'$$

bei $T = 20^0$ folgt:

$$\varepsilon = 1{,}50606, \quad 1{,}58544 = \frac{1}{\mathfrak{s}}$$
$$\mathfrak{a} = 0{,}663984, \quad 0{,}630741 = \mathfrak{s}$$

Aus μ, $\mathfrak{s}$ und $\mathfrak{a}$ kann man mit Hilfe der Formel S. 283 auch den ordentlichen Brechungsindex entnehmen, welcher wie beim Kalkspath zu gross ist, um durch Totalreflexion bestimmt zu werden: $\omega = 1{,}66708$. Dasselbe Präparat wurde ferner an dem kleinen Totalreflectometer untersucht. Hier ergab sich: $\mathfrak{a} = 0{,}663987$, $\mathfrak{s} = 0{,}630637$.

Tabelle XIII.

$A = 59^0\,58'\,45'',5$. $N = 1{,}650124$.

No.	T	ϑ	δ	p beobachtet	t berechnet	p—t 0,000
1	19°,7	23°27' 15''	0°	0,630637	0,630741	— 104
2	23	23 5 45	8	631293	631403	— 110
3	24,3	21 44 45	18	633860	633990	— 130
4	23,3	19 42 0	28	638050	638216	— 166
5	22,8	17 20 15	38	643355	643543	— 188
6	22,8	14 58 15	48	649191	649310	— 119
7	22,5	12 56 30	58	654630	654819	— 189
8	21,8	11 18 15	68	659324	659420	— 096
9	19,8	10 11 7	78	662693	662582	+ 111
10	18,8	9 47 15	88	663922	663945	— 023
11	20,5	9 45 58	90	0,663987	0,663984	+ 003

b. Optisch zweiaxige Krystalle.

Schwerspath.

Als Grenzebenen wurden benutzt: eine Fläche $o = 011$ des Krystalls von Dufton und die Flächen $o = 011$, $d = 102$

Digitized by Google

eines Krystalls aus der Auvergne. An denselben wurden die Werthe von $v/\sin i_0$ für die Einfallsebenen bestimmt, welche parallel zu einer oder zu zwei optischen Symmetrieaxen gehen. Ausserdem wurden bei Einfallsebenen, welche geneigt gegen diese Symmetrieaxen sind, Messungen ausgeführt, und die gefundenen Werthe mit den Geschwindigkeiten der in den Schnittlinien von Grenzebene und Einfallsebene gelegenen Wellennormalen verglichen. Bei dem Prisma d sind auch die Geschwindigkeiten der in diesen Richtungen gelegenen Strahlen angegeben. Die Abweichungen liegen in Folge der schwachen Doppelbrechung innerhalb der Messungsfehler. Die Winkel μ sind aus dem Axenverhältniss berechnet. Das Azimut der Einfallsebene wurde von der zur Grenzebene parallelen Symmetrieaxe aus gezählt.

Tabelle XIV. Schwerspath von Dufton.

(Grenzebene o = 011.)

A = 60° 26′ 13″,4. N = 1,744880.

Langsamere Welle.

No.	T	ϑ	$\delta = ZX'$	p beobachtet	q	p—q 0,0000
1	19°,2	16° 27′ 48″	0° 0′	0,610727	—	—
2	16,5	17 20 49	45 1	0,608827	0,608833	— 06
3	19,9	18 23 10	90 0	0,606671	—	—

Schnellere Welle.

1	19°,6	16° 15′ 23″	0° 0′	0,611179	—	—
2	16,5	16 23 41	45 1	0,610877	0,610905	— 28
3	20	16 23 44	90 0	0,610875	0,610894	— 19

$\alpha = 1{,}63618$, $\beta = 1{,}63739$, $\gamma = 1{,}64834$.

$\mu = 37° 18'$.

Schwerspath aus der Auvergne.

Die Analyse ergab:

$BaSO_4$	97,47
$CaSO_4$	0,33
$SrSO_4$	1,92
$PbSO_4$	0,10
H_2O	0,14
	99,96

Digitized by Google

Aus: $011 : 01\bar{1} = 74^{\circ}\,37'\,17''$
$102 : 10\bar{2} = 102\ 15\ 11$

folgt: $\breve{a} : \bar{b} : \dot{c} = 081387 : 1 : 1{,}31218$
$110 : 1\bar{1}0 = 78^{\circ}\,16'\,56''$

Tabelle XV.

(Grenzebene d = 102.)
$A = 60^{\circ}\,26'\,13'',4$. $N = 1{,}744880$.
Schnellere Welle.

No.	T	S	ϑ	$\delta = YX'$	p beobachtet	q	$\bar{s}$
1	20°,2	0′	13′ 42″	0°	0,611243	—	—
2	22,5	33	20 6	60	0,610992	0,610974	0,610973
3	20,8	0	27 58	90	0,610721	—	—
			Langsamere Welle.				
1	21°,3	0′	20′ 42″	0°	0,606755	0,607	—
2	22,2	40	43 52	45	0,608020	0,607999	0,607995
3	20	40	24 37	60	0,608692	0,608677	608663
4	22,1	0	3 19	90	0,609447	0,609480	0,609459

$\alpha = 1{,}63601$, $\beta = 1{,}63741$, $\gamma = 1{,}64811$.
$\mu = 38^{\circ}\,52'\,14''$.

Tabelle XVI.

(Grenzebene o = 011.)
$A = 60^{\circ}\,26'\,13'',4$. $N = 1{,}744880$.
Schnellere Welle.

No.	T	S	ϑ	$\delta = ZX'$	p beobachtet	q
1	20°		16°19′ 10″	0°	0,611243	—
2	19,5		16 19 10	15	0,611042	0,611092
3	19,5		16 22 10	30	0,610932	0,610960
4	19		16 22 33	60	0,610918	0,610918
5	19,8		16 22 54	90	0,610906	0,610912
			Langsamere Welle.			
1	20°	0° 0′	—	0°	0,610721	—
2	19,5	0 32	16°31′ 58″	15	0,610575	0,610584
3	19,5	1 15	16 50 10	30	0,609917	0,609933
4	19,5	2 33	17 19 19	45	0,608879	0,608891
5	19	1 42	17 50 41	60	0,607783	0,607827
6	19	0 30	18 13 16	75	0,607008	0,607042
7	—	0 0	—	90	0,606755	—

$\alpha = 1{,}63601$, $\beta = 1{,}63741$, $\gamma = 1{,}64811$.
$\mu = 37^{\circ}\,18'\,38''$.

Digitized by Google

Aragonit von Bilin.

(Grenzebene m = 110.)

Aus den Winkeln:

beobachtet	Δ	nach SCHRAUF
m : b = 57° 38′ 0″	− 0° 27′ 0″	58° 5′ = m : b
m : m′ = 64 9 37	+ 0 19 37	63 50 = m : m′

geht hervor, dass die Lage der polirten Grenzebene parallel zur verticalen Axe recht genau erhalten geblieben ist. Derjenige Werth von $v/\sin i_0$, welcher beobachtet wurde, wenn die Einfallsebene senkrecht zur Kante m : b stand, ergiebt daher den Hauptbrechungsindex $\alpha = 1{,}53009$, welcher mit dem an b = 010 beobachteten Werth $\alpha = 1{,}53016$ genügend übereinstimmt.

---

1. Die in dieser Arbeit beschriebenen Beobachtungen bestätigen die aus den FRESNEL'schen Gesetzen der Doppelbrechung abgeleiteten Bedingungen für den Grenzwinkel der totalen Reflexion.

2. Die von Herrn F. KOHLRAUSCH modificirte WOLLASTON'sche Methode zur Bestimmung von Lichtbrechungsverhältnissen liefert bei den vollkommen durchsichtigen Krystallen Werthe, welche mit den aus der Brechung des Lichtes in Prismen ermittelten Werthen übereinstimmen. Auch bei der Benutzung von natürlichen und polirten Prismenflächen des Quarzes ergaben sich gleiche Werthe für die Hauptbrechungsindices.

3. In gewissen Fällen kann die Methode der Totalreflexion zuverlässigere Resultate liefern als die Methoden, welche zwei krystallographisch genau orientirte Prismenflächen erfordern, da bei ihr eine Grenzebene genügt, welche nur der Bedingung unterworfen ist, dass sie wenigstens zu einer optischen Symmetrieaxe parallel läuft.

4. Es wurden die optischen Constanten folgender Minerale bestimmt:

Digitized by Google

1. Optisch einaxige Krystalle.

	T	ε	ω
I. Kalkspath von Andreasberg .	20°,8	1,48634	—
II. „ „ „ .	20	1,48617	—
I. Kalkspath von Island . . .	18,7	1,48648	—
II. „ „ „ . . .	18,4	1,48656	—
Dolomit vom Zillerthal . . .	20	1,50606	1,66708
Quarz von Middleville	20,3	1,55352	1,54442
Quarz (künstl. Prisma, Mittel) .	19	1,55318	1,54414
Beryll von Nertschinsk . . .	19,6	1,56739	1,57194

2. Optisch zweiaxige Krystalle.

	T	α	β	γ	2V
I. Aragonit von Bilin .	19°,2	1,53016	1,68145	—	—
II. „ „ „ .	18,5	1,53009	—	—	—
Anhydrit von Hallein .	19,4	1,56962	1,57553	1,61362	43° 48′ 51″
Schwerspath von Dufton	19,2	1,63618	1,63739	1,64834	36 59 16
„ „ Uhlefoss	20	1,63619	1,63750	1,64834	—
„ aus der Auvergne	21	1,63601	1,63741	1,64811	39 57 24
Gyps vom Montmartre	19	1,52033	1,52241	1,52941	57 24 20

5. Das benutzte Verfahren kann ausser zur Bestimmung von Grenzwinkeln noch Anwendung finden:

a) Zur Ermittelung des Winkels, welchen eine zu einer optischen Symmetrieaxe parallele Grenzebene gegen eine der beiden anderen Axen bildet.

b) Zur Messung des Winkels der optischen Axen an einer Grenzebene, welche der Ebene jener Axen parallel ist.

c) Zur Prüfung der Lage einer Grenzebene, welche zu einer optischen Symmetrieebene parallel sein soll.

Königsberg in Pr., Mineralogisches Institut der Universität.

Digitized by Google

Zwei Profile durch die Sierra Nevada[1].

Von

E. Reyer in Wien.

(Mit Tafel XVII und 24 Holzschnitten.)

I. Profil Mariposa—Mono.

Die Vorhügel.

Die Sierra verläuft im Westen (gegen Merced) in flaches, wüstes Hügelland. Altes Alluvium (sandiger Lehm und Quarzitschotter), überlagert von Trachyttuff und Trachyt, beherrscht diese Vorzone. Das alte, goldführende Alluvium wechsellagert mit Tuffbänken (Ost von Merced), und Tuff tritt als Bindemittel der Quarzit-Conglomerate auf. Ältere Tuffbänke (Fig. 1) sind vielfach erodirt und von jüngeren Tuffmassen wieder überdeckt worden; die alluviale Thätigkeit und die Tuff-Förderung haben also alternirend angehalten, nachdem der Fuss der Sierra trocken gelegt und erodirt war.

Weiter gegen Nord (Lagrange) wird die Zone dieser jungen Gebilde breiter. Die Tuffe sind (gleich jenen von Neapel) cementirt; mit steilen Wänden und Gesimsen brechen die Tuffplateaus gegen die Bachthäler ab; abgestürzte Gesimstrümmer liegen in den Schutthalden zu Füssen der Terrassen (Fig. 2).

---

[1] Die Aufnahmen wurden im Sommer 1884 durchgeführt. Die Herren Whitney und Wadsworth in Cambridge haben mir freundschaftlichst die bezüglichen Werke, Karten und Sammlungen zur Verfügung gestellt, wofür ich ihnen herzlich danke. — Herr Dr. M. Schuster hat die Bearbeitung des petrographischen Materiales übernommen.

Digitized by Google

Die lehmig-sandigen Alluvionen (mit eingeschalteten Geschiebebänken), welche hier 30 bis 40 m. mächtig sind und hydraulisch verwaschen wurden, sind überlagert von Trachytströmen (kleinkörniger Sanidin-Trachyt, Rhyolith, Liparit). Diese Decken lösen sich zu Schollen auf, strichweise sind die Schollen steil gestellt, sie verlaufen gleich den Schichtenden harter Sedimente in Form von Klippenkämmen quer durch das dürre Haideland, durch die Mulden und über die Gehänge. Ich hielt die steile Aufrichtung für eine Folge von Gehängerutschungen, da sie aber unabhängig vom Relief eine Längszone des Gebirges beherrscht, ist sie offenbar verursacht durch

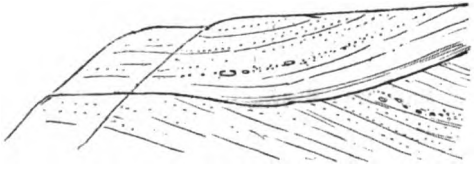


Fig. 1.

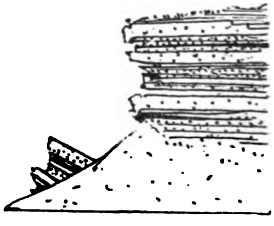


Fig. 2.

eine junge Längs-Dislocation. Wir werden später noch andere Beweise junger, bis in unsere Zeit anhaltender Dislocationen sowohl im Fussgebirge, als auch in der hohen Sierra kennen lernen.

Im Westen von Lagrange, etwa 3 oder 4 km. thalab, steht auf der südlichen Thalseite mächtiges Alluvium an, von Lavaströmen überkappt; nördlich liegen im Niveau des Flusses Trachyttuffe. Die Trachytbänke des nördlichen Ufers werden bei der Fähre überlagert von altem Alluvium mit groben Geschieben. Diesen entsprechen am südlichen Ufer Tuffe. Der Fluss dürfte also hier einer Quer-Verwerfung folgen. Sämmtliche Gebilde fallen etwas stärker als der Thalboden westwärts gegen die Ebene; da sie trotzdem eine so breite Zone beherrschen, ist es, wenn man nicht eine sehr bedeutende Mächtigkeit derselben annehmen will, möglich, dass wiederholte Längs-Verwerfungen die Schichten stufenweise in der Richtung gegen die Ebene in immer höhere Horizonte gehoben haben (oder dass die östlichen Partien durch solche Verwerfungen in immer tieferes Niveau herabgezogen wurden).

Digitized by Google

Die Erscheinung ist in der Sierra so häufig, dass man ihre Existenz auch in diesem Falle vermuthen darf.

Das ganze Tuffterrain liegt in dieser westlichsten Zone flach und ist nicht gefaltet. Die junge Faltung beschränkt sich auf die schmale Längszone im Gebiete von Lagrange. Sämmtliche junge Gebilde liegen auf dem flach erodirten, steil aufgerichteten Phyllit.

Ausser in dieser Zone der Vorhügel erfolgten auch junge vulkanische Ausbrüche in den Längszonen von Don Pedros Bar und Jacksonville. In letzterer Zone habe ich nur einige trachytische Quergänge (SO. von Jacksonville) zu notiren; dagegen sind die Vorkommnisse von Don Pedros bedeutender: Am Ausfluss des Hatches-Baches einige Längs- und Quergänge von Andesit (Streichen = OOS. und SW.), östlich von Don Pedros liegen über dem steil aufgerichteten Phyllit Reste von Andesit- und Trachytdecken; 1 km. unterhalb des Beginnes der Merced-Wasserleitung (unter Don Pedros) sieht man am nördlichen Ufer starke Längs- und Quergänge von Andesit (Fig. 3). (Die grosse Masse in der Figur ist ein im Streichen angeschnittener Gang.)

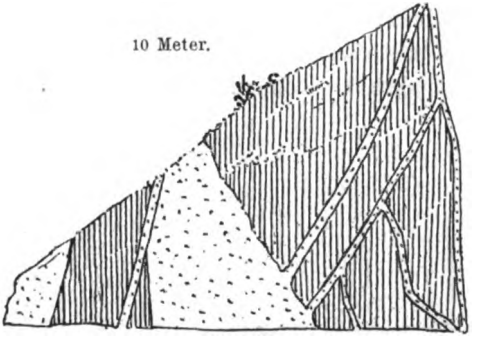


Fig. 3.

Von da an fehlen gegen Osten junge Eruptivgesteine in der südlichen Sierra, während in der nördlichen Sierra die Andesite nicht nur das Mittel-, sondern auch das Hochgebirge beherrschen.

Die Schieferzone von Hornitos.

Die Tuffe liegen, wie erwähnt, auf mildem Phyllit (weicher Blätterschiefer, Dachschiefer), weiter gegen Osten folgen härtere Phyllite mit Einlagerungen von Diorit. Im Bereiche der Diorite und in der streichenden Fortsetzung der-

Digitized by Google

selben[1] treten graugrüne Feldspath-Sandsteine und grobgrusige bis blätterige grüne Schiefer auf. Sie sind mit den gemeinen Schiefern durch Wechsellagerung und Übergänge verbunden und enthalten häufig linsenförmige Einlagerungen (und Gänge) von Diorit. Örtlich ist die Metamorphose bedeutend und es entwickeln sich Dioritgneisse. Die ganze Zone ist ziemlich kahl und entblösst: das haidige Hügelland wird nur von wenigen Bäumen durchsetzt.

Die Schiefer stehen immer steil und fallen häufiger gegen das Gebirge (gegen Osten), als gegen das Meer. Die härteren Schieferlagen schneiden als Sägen und Kämme durch die Gehänge. Die harten, stark metamorphosirten Partien ragen schärfer hervor und liegen oft als Blöcke an der Oberfläche, während die weicheren Schiefermassen überwachsen sind; man ist aus diesem Grunde geneigt, die Menge der hoch metamorphen Gesteine zu überschätzen. Untergeordnet treten im Diorit und neben demselben kleine, granitische Massen[2] auf, und in ihrem Bereich trifft man auch unbedeutende Einschaltungen von Feldspath-Sandstein und hellem Gneiss im Schiefer; die Variationen der eruptiven Facies werden also von entsprechenden Wandlungen der sedimentären Facies begleitet. Endlich erwähne ich schwache Einlagerungen von schieferigem Kalk (grauem Marmor) und Kalkschiefer (vergl. die Karte Taf. XVII).

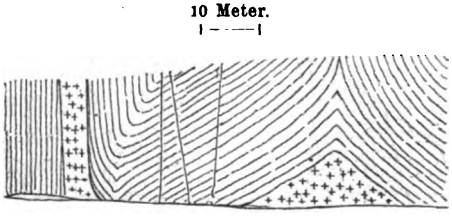


Fig. 4.

Die Diorite stellen meist Züge und Linsen dar, an welche sich der Schiefer concordant und mit steilem Fallen anschmiegt, ausnahmsweise trifft man kleine Diorit-Kuppen und Lager wie in Fig. 4 (Flussschlucht östlich von Don Pedros).

Der blätterige Schiefer ist mit dem harten Phyllit und

[1] W. von Hornitos, NO. von Hornitos, in der Fortsetzung des Dioritzuges Mt. Schulz; besonders mächtig ist der Sandstein-Zug W. von Don Pedros Bar.

[2] W. von Hornitos, Ostabhang des Dioritzuges von Mt. Schulz.

Digitized by Google

Sandstein meist durch Übergänge verbunden, östlich von der Trachyt-Zone von Lagrange stossen aber beide Gesteinsarten scharf aneinander ab und bedingen hier einen auffallenden Kontrast des Reliefs und einen Wasserfall (Figur 5). Der schieferige Feldspath-Sandstein ist durch das Vortreten einer scharfen, sanft gegen das Gebirg fallenden Clivage flach terrassirt. Der Fluss hat in diese massig hervorragenden Gesteine eine enge Schlucht ausgetieft; sobald er aber in die folgende, weiche Schieferzone eintritt, senkt sich das ganze Relief, das Land wird mild und flach und der Fluss stürzt mit einem starken Wasserfall von seiner harten Hochstufe nieder und setzt seinen Weg dann in breitem Bett ruhig fort durch das milde flache Land des Blätterschiefers.

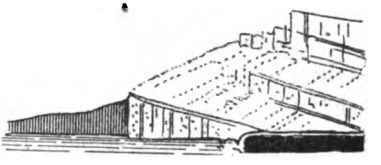


Fig. 5.

In der nordwestlichen Fortsetzung dieser Zone liegen die Fusshügel von Stockton, in welchen vordem viel Kupfer-Bergbau umgegangen ist (sogen. Kupfer-Berge).

Die Zone von Mariposa.

Die Karte zeigt den Verlauf des Dioritzuges im Westen von Mariposa. Gegen W. verläuft die Grenzfläche zwischen Diorit und Schiefer steil, die östliche Fläche des Diorites fällt aber wechselvoll — im Süden steil, zwischen Mariposa und Princton dagegen schiesst der Diorit flach unter die gegen NO. fallenden Sedimente ein. Die letzteren bestehen aus mächtigen Feldspath-Sandsteinen (und Dioritttuffen). Diese Gebilde wechsellagern mit Phylliten, welche thalwärts (gegen Osten) zur Herrschaft kommen. Die Schiefer enthalten zwischen Mariposa und Princton Serpentin als Einlagerungen. Östlich von Princton fällt der Schiefer mit 40—50° unter den östlichen Dioritzug ein. Im Phyllit dieses Thales (welcher die berühmten Goldquarzlagergänge enthält) hat King Jurafossilien gefunden; die Faltung dieser Sedimente und die Bildung der Quarzgänge hat also nach dem Jura stattgefunden. Die concordante Anlagerung an den Diorit und der windschiefe, bald flach, bald steil aufgerichtete, bald aber auch sich überkippende Verlauf

Digitized by Google

des Contactes schliessen die Annahme einer Verwerfung zwischen beiden Gesteinen aus. Meine Anschauung geht dahin, dass die Diorite als Massenergüsse vor dem Jura hervordrangen, dass sie dann von (jurassischen) Sedimenten überlagert wurden und fort und fort durch intrusive Nachschübe anwuchsen, bis sie die auf ihrem Fuss aufruhenden Sedimente aufstellten und z. Th. überkippten.

Ich weiss, dass ich mit dieser Anschauung bisher allein stehe; je mehr Eruptivgebiete ich aber untersuche, um so bestimmter wende ich mich von der alten Intrusiv-Vorstellung ab, desto sicherer behaupte ich meine Anschauungen über Genesis und Tektonik der Massengesteine. Mögen die Anschauungen in dieser Frage auseinandergehen, die folgende Erscheinung dürfte nur einer Deutung zugänglich sein: der dunkle Dioritzug westlich von Mariposa schliesst sich, wie die Karte zeigt, an den hellen grosskörnigen Tonalit (Syenit, Granit und Diorit) der hohen Sierra an und zwar sieht man (am Kamm westlich von Mariposa) die in Fig. 6 dargestellten Verhältnisse. Der dunkle Diorit war z. Th. sicher erstarrt, als der helle Diorit und Tonalit hervorbrach und ihn zertrümmerte; eine gewaltige Trümmer- und Breccien-Zone mit weissem Bindemittel begleitet den Contact. Stellenweise erscheinen die Gesteine durch Übergänge verbunden und die dunklen Schollen lösen sich sichtlich zu Schlieren auf; die dunklen Massen waren also nicht durchgehends erstarrt, als der Durchbruch der jüngeren Massen erfolgte. Wir werden ähnliche Erscheinungen in anderen Gebieten wiedertreffen und überall in der westlichen Sierra finden, dass die hellen Gesteine der Centralzone jünger sind, als die dunklen Diorite.

Fig. 6.

Bezüglich der jungen Schieferzone (mit den Serpentinlagern), deren Alter bei Mariposa festgestellt ist, bemerke ich, dass in der Fortsetzung dieser Zone beim Nord-Knie des Merced (SW. von Coulterville) rothe Jaspisschiefer auftreten, welche eine Linse von klotzigem, löcherigem Kalk (mit dem Korn des lithographischen Steines) enthalten. Ein zweiter

Digitized by Google

Zug derartiger Gesteine (Jaspis, Serpentin und Blätterschiefer) verläuft von Coulterville (Pino Blanco) nach Jacksonville.

Bezüglich der Schiefer östlich von Mariposa bemerke ich: dieselben sind meist Phyllite, nur in den Zonen, in denen grössere Einschaltungen von Eruptivmassen liegen, kommen (tuffogene) Feldspath-Sandsteine zur Herrschaft. Der Schiefer schmiegt sich überall concordant an die Eruptiv-Linsen an und der Contact schiesst steil ein. In der nördlichen Fortsetzung dieser Zone (Tolumne County) fallen die Sedimente nach WHITNEY in der Regel steil gegen das Gebirg (NO.) ein.

Mehrere Kalklager fallen in der östlichen Zone des besprochenen Schiefer-Komplexes auf. Einige Marmorlinsen (deren eine 20 m. mächtig ist) treten südlich von Hites Cove auf; die mächtige Linse von Bower Cave ist 6—8 km. lang und 400—500 m. mächtig und enthält eine kleine Längsspalt-Höhle. Der dickbankige graustreifige Marmor dieser Linse fällt mit dem ganzen Schieferkomplex steil (70—80°) gegen NO. Endlich trifft man am N.-Ufer des Tolumne-Flusses (Mündung des Humboldt-Creek) ein Marmorlager mit einer schönen Höhle (Angabe des Herrn SPT. MAST); weiterhin folgt bei Sonora noch ein mächtiges Kalklager.

Goldquarz-Gänge

setzen sowohl in den Schiefern, als auch im Diorit der Sierra auf. Im Schiefer trifft man 1) steile Längsgänge (Lagergänge, welche dem Streichen des Gebirges folgen), 2) steile Quergänge, 3) flache Blätter und Zerrgänge. Der Typus 1 wird häufig, 2 selten, 3 fast nie mit Erfolg abgebaut. Im Diorit trifft man 1) kurze, auskeilende Quarzgänge und unregelmässige Contact-Blätter und Putzen, anderseits tiefe, durchgreifende Gangspalten. Die ersteren lohnen den Abbau nicht, während sich die letzteren oft bewährt haben. Die ausgiebigsten Gangzüge halten sich an die mittlere Zone der Sierra (Mariposa—Nevada City). Die Gänge führen nahe der Oberfläche reichlich Freigold, tiefer oft goldreichen Kies; zwischen 100 und 300 m. Tiefe verarmen die meisten rasch.

Bedeutende Gangschwärme setzen in verschiedenen Zonen der mittleren Sierra auf; sie werden vom californischen Bergmann unter dem idealen Sammelnamen „Motherlode“ (Mutter-

Digitized by Google

gang) zusammengefasst und es wird wohl behauptet, dass dieser Muttergang in einer Mächtigkeit von einigen 100 m. durch die ganze mittlere Sierra sich verfolgen lasse. Das ist unrichtig; nur einzelne, auskeilende und vicarirende Gangzüge setzen in verschiedenen Zonen der mittleren Sierra auf, kein einzelner Quarz-Gang ist viel über 10 m. mächtig (und das ist schon eine seltene, rein locale Anschwellung) und schliesslich muss man hinzufügen: kein einziger von den besonders dicken Quarzgängen hat den Abbau gelohnt; rentabel sind immer nur einzelne Blätter oder edle Säulen eines Quarzganges von mässiger Mächtigkeit (etwa 1 m. im Mittel).

Die Goldquarz-Gänge haben gewiss verschiedenes geologisches Alter. Man trifft solche in paläozoischen, wie in mesozoischen Zonen der Sierra; die jüngsten, reichen Goldgänge der westlichen Sierra gehören der nachweislich jurassischen Zone von Mariposa an. Die betreffenden Dislocationen müssen also nach der Ablagerung der Juraschichten sich vollzogen haben. Noch jüngere Goldquarz-Gänge treten im Osten der Sierra im tertiären (miocänen?) Andesit von Bodie auf. Ausführlich behandle ich die Goldquarz-Gänge Californiens in der Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen des preuss. Staats.

Die Granite der Hoch-Sierra

sind im Süden meist Syenitgranit und Tonalit (auch heller Diorit), gegen Norden kommt ächter Granit zur Herrschaft[1]. Wo die Schieferzone an diese mächtigen Eruptivmassen herantritt, zeigt sie eine petrographische Abhängigkeit von den letzteren: im Süden kommen dunkle Schiefer (mit Einlagerungen von Dioritlinsen) vor, im Norden herrschen helle massige Feldspath-Sandsteine und Quarzite vor.

Innerhalb der Eruptivmassen beobachtet man häufig Differenzen, dunklere und hellere Massen sind gemischt; ausnahmslos erscheinen auch hier die letzteren als die jüngeren durchbrechenden; die dunklen Gesteine erscheinen bald in Form scharfer Fragmente, bald zeigen die Stücke aufgelöste Ränder,

[1] Granitische Schlieren treten schon NW. vom Yosemite auf. Auf dem Weg Crocker—Hamilton gehen die granitischen Eruptivmassen im Contact mit dem Schiefer strichweise in Orthoklasporphyr und Quarzporphyr über.

Digitized by Google

bald endlich sind beide Massen schlierig verbunden. Die granitischen Massen zeigen in den oberen Theilen der Ergüsse eine Neigung zu ausgezeichneter Zwiebelstruktur[1], die tieferen Massen hingegen sind nie gebankt. Hier wie anderwärts zeigen sich im Granit Schlieren und Einschlüsse, welche steil und unabhängig von der Zwiebelstruktur der Massen verlaufen[2].

Als besonderes Merkmal des südlichen Granitgebietes hebe ich hervor, dass die Granitmassen im allgemeinen unzerklüftet sind. Nur einzelne Verwerfungszonen existiren; sie offenbaren unserem Blick tausendmetrige unzerklüftete Granitwände, dergleichen in Europa nicht existiren. Sind nun, wie diess im Yosemite zutrifft, die Eruptivmassen nicht gleichmässig gemischt, so ist man durch jene gigantischen Wände in die Lage versetzt, an den streifigen Zeichnungen der Eruptivmasse die Bewegungen zu erkennen, welche der Eruptivbrei ausgeführt hat. Ich habe in anderen Arbeiten gezeigt, dass derartige Massen sich fladenförmig ausbreiten und dass die Nachschübe eine domförmige Auftreibung (Quellkuppe) über der Eruptions-Spalte bedingen. Durch Experimente habe ich diess veranschaulicht. Im Yosemite sah ich nun am Capitan die folgende, mit der Kuppe harmonirende Aufstauung der dunklen Schlieren (Fig. 7): die genetische Bedeutung dieser Erscheinungen wird durch die beigegebene Experimental-Figur 7a erläutert.

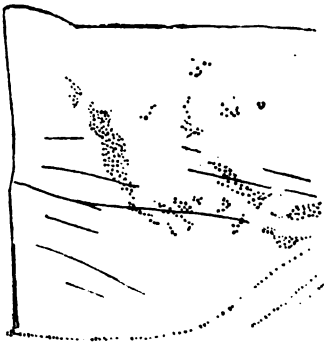


Fig. 7.

Diess eine Beispiel ist typisch. Das ganze Yosemite zeigt solche kuppige und steil abgeklüftete Eruptivmassen. Whitney hat zuerst die Ansicht aufgestellt, dass das ganze Thal ein Bruch- und Senkungs-

[1] Whitney hebt diese Struktur hervor und erklärt sie als Abkühlungs-Phänomen.

[2] Schlierengänge (?) oder steile Stellung dieser Elemente in Folge lateralen Druckes? Vgl. meine Studien über Schlackenwald und Adamello. Dies. Jahrb. 1881. II. 368 und Beil.-Bd. I. 419.

Digitized by Google

Gebiet sei; die Verhältnisse liegen so klar, dass man an der Richtigkeit dieser Anschauung nicht zweifeln kann. Die Eruptivmassen zu beiden Seiten des Thales sind massig und unzerklüftet, nur die nicht unter den Thalgrund versunkenen Verwerfungspfeiler zeigen eine scharfe, mit der Richtung des Thales harmonirende Klüftung. Die Klüftung und das ganze Thal setzen ohne Rücksicht durch die Depressionen der Granitmassen, wie durch die Hochkuppen. Die Schlucht ist nahezu 1 km. tief (und stellenweise nicht viel breiter); keine Seitenthäler ähnlicher Art münden in dasselbe, sondern die Gewässer fliessen über das kuppige, waldige Hochplateau herzu und stürzen dann über die Wände hinab in die tiefe Yosemite-Schlucht. Warum haben diese einmündenden Bäche in allen anderen Gebieten nicht auch so tiefe Schluchten erodirt? Gewiss, die Wasser-Erosion hat das Yosemite-Thal nicht geschaffen. Vollends unglücklich ist der Versuch, welcher gemacht wurde, das Yosemite durch Gletscher-Erosion zu erklären. Die unbedeutenden Buckelungen der untersten Abstürze und die kleinen Endmoränen (unterhalb des Hotels) zeigen, wie unbedeutend die hier herabreichende Gletscherzunge war. In anderen Gebieten der Sierra haben wir gewaltige Gletscher, welche eine Tagreise weit bis ins Unterland wanderten und ungeheure Moränenwälle und Findlinge beförderten, aber nirgends haben diese Gletscher Schluchten gleich dem Yosemite erzeugt, sondern ihre Thäler sind durchgehends normal, flach und wenig imposant.

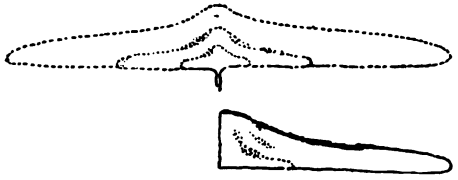


Fig. 7a.

Es ist also nur Whitney's Ansicht zutreffend: die Granitmassen wurden durch einen gewaltigen Zug von Querklüften durchsetzt und die zerklüftete Zone ist gesunken.

Die östliche Sierra (Mono).

Während die westliche Sierra sanft ansteigt, stürzt das Gebirge gegen die östliche Hoch-Wüste steil ab. Hier treffen wir nicht Eruptiv-Züge mit steil eingefalteten Sedimenten,

Digitized by Google

sondern die paläozoischen Quarzite (und Schiefer), welche meist flach liegen, sind in Stufen aufgelöst, welche durch gewaltige Quer-[1] und Längs-Verwerfungen in verschiedenes Niveau gerückt sind. Die Senkungs-Felder zwischen diesen Stufen aber sind mit Granit ausgefüllt.

Die Gesteinsscheide zwischen dem Quarzit und dem Granitplateau der hohen Sierra verläuft in der Depression, welche vom Joch des Bludy Cannon nach Tajoga zieht. Überall bestehen die Berge im Osten (Mt. Dana u. a.) aus Quarzit, während im Westen der Granit herrscht. Die mächtige Quarzitstufe bricht ostwärts in der Zone von Millcreek mit einer Verwerfung ab und von nun an beherrscht Granit die Gebirgsmasse vom Scheitel bis ins Thal. An einer Stelle (nördlich von Millcreek) sieht man aber in der Thalsohle flach gelagerten Quarzit, welcher das Liegende der Granitmasse bildet. Der Granit ist im Contact aphanitisch, der quarzitische Schiefer aber ist nahe dem Granit massig; eine fest verschweisste Breccie folgt dem Contact. Mit einer mächtigen Apophyse greift der Granit in die Wände des westlich anstehenden Quarzit-Gebirges ein. Die alte Intrusions-Hypothese wird in diesem Falle die Vorstellung erwecken, dass hier eine, durch die Intrusivmasse abgerissene Scholle des Quarzites eingehüllt worden sei; ich sage dagegen: die Quarzit-Formation ist hier von Längs- und Querbrüchen durchsetzt worden und im Laufe der Zeit hat sich eine Zone dieser zerklüfteten Formation um etwa 1000 m. gesenkt; auf den Verwerfungs-Spalten ist der Granit aufgequollen und hat Zug um Zug, wie die Senkung vorschritt, das Senkungsfeld erfüllt.

Westlich von diesem Granitzug (Kammhöhe, nördlich vom Millcreek) folgen wieder die flach gelagerten Quarzite in hohem Niveau, von Granit-Apophysen durchzogen (weiterhin folgt gegen Osten ein mächtiges Marmorlager, dann wieder Quarzit und rother Schiefer, von Diorit durchbrochen).

Denselben streifenweisen Wechsel der Gesteine trifft man im Fussgebiete des Bludy Cannon[2] und weiter im Norden (in

[1] Das Millcreek-Thal folgt einer solchen Querverwerfung; wie die Karte zeigt, reicht der Quarzit am Nordgehänge weiter gegen Osten.

[2] Ich habe diess Gebiet nicht eingehend behandelt, da es, wie ich erfuhr, im Jahre zuvor durch die U. St.-Geologen aufgenommen worden war.

Digitized by Google

der mittleren Sierra) begegnet man wieder analogen Verhältnissen. Fig. 8 stellt schematisch die tektonischen Verhältnisse dieses östlichen Gebirgs-Bruchrandes dar.

Diorit-Durchbrüche beherrschen das ganze Absturzgebiet; ein Theil der mächtigen (durch die Gebirgsabstürze im Streichen angeschnittenen) Quergänge von Diorit, welche das nördliche Gehänge von Millcreek durchsetzen, ist in Fig. 9 dargestellt. Die Dioritgänge sind, wo sie den Granit in der Thal-Tiefe durchsetzen mit demselben innig verschweisst (z. Th. Übergänge), während die Gesteine sich in den höheren Regionen scharf trennen. Der Granit in der Tiefe war also wohl noch nicht ganz erstarrt, als die Durchbrüche erfolgten.

Der Diorit ist, wie ersichtlich, in diesem Gebirgstheil durchaus jünger als der Granit, während die

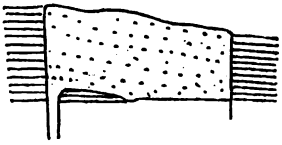


Fig. 8.

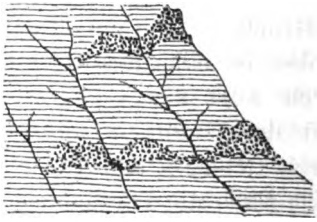


Fig. 9.

Syenitgranite und Tonalite der westlichen Sierra ausnahmslos jünger sind als die von ihnen durchbrochenen alten Diorite.

Alle Schluchten der Ost-Abstürze zeigen bis hoch in die Gehänge reichende Gletscher-Buckelung; Reste mächtiger Seiten- und Endmoränen bezeichnen den weiteren Verlauf und den Austritt der Gletscher in die Ebene.

Das Senkungsfeld von Mono.

Am Boden dieses wüsten Senkungs-Feldes steht hier und dort das versunkene Grundgebirge (Granit etc.) an. Miocäne Sedimente wurden in diesem tiefen Gebiete nachgewiesen; zu dieser Zeit dürfte die Senkung also wohl schon beträchtlicher gewesen sein. Die Ebene sammt dem abflusslosen Salzsee Mono[1] sinkt in immer tieferes Niveau, die Abstürze der

[1] Das Salz des Mono-Wassers enthält nach Will. Mathews: 50 Na Cl, 20 Na SO_4, 16 K Cl, 8 Ca (Cl, CO_3), 2 Borax.

Digitized by Google

Sierra sammt den an ihnen haftenden älteren See-Terrassen erheben sich immer höher über die Ebene. Im Osten existirt keine entsprechende See-Terrasse, die Erhebung der westlichen Terrasse über den See dürfte also auf die Verwerfung und nicht (wie beim Salzsee von Utah) bloss auf die Abnahme der Wassermassen zurückzuführen sein. Dass die Verwerfungen der östlichen Abstürze auch nach Abschluss der Glacialzeit angehalten haben, beweist die Thatsache, dass die Gletscher-Schlifflächen (des oberen Bludy Cannon) vielfach durch Verwerfungen stufig verschoben erscheinen. Dass die Dislocationen noch heute fortsetzen, bezeugen die Erdbeben, welche den östlichen Bruchrand wiederholt heimsuchen. Die von anhaltenden Beben begleitete moderne Verwerfung von Owens Valley (Inyo Co.) erzeugte nach Herrn Ginns' Mittheilung eine Stufe von 2—5 m. Höhe.

Die Eruptiv-Massen des Senkungsfeldes von Mono haben verschiedenen Charakter. Südlich vom See tritt ein mächtiger Zug von Bimsstein-Vulkanen auf; die ganze Gegend ist von Bimstein-Lapilli bedeckt; der leichte vulkanische Staub lässt sich weit in die östliche Wüste hinein verfolgen.

Mehrere Obsidian-Ströme reichen von den verwischten und ausgeglichenen weissen Kratern herab zum Fuss der Berge; lagenweise ist das Material dunkel, glasig, lagenweise zu Bimsstein aufgebläht; prachtvolle Eruptiv-Breccien haben sich ausgebildet.

Im Gegensatz zu diesem Krater- und Tuff-Gebirge treffen wir im Norden des Sees die mächtigen Andesit-Massen von Bodie, welche ohne Zwischenlagerung von Tuffmaterial als kuppiger Fladen 600 m. hoch über die hohe Wüste aufragen. Dies wüste Gebirge gewährt einen grossartigen Überblick über die Ebene und die östlichen Sierra-Abstürze. Durch das Gipfelgebiet des gewaltigen Andesit-Fladens setzen die in N. streichenden Goldquarzgänge, deren Reichthum die Stadt Bodie in dieses wüste und eisige Hochland gezaubert hat. Binnen 5 Jahren waren die Gänge im wesentlichen ausgebeutet und die Stadt ist gegenwärtig von 4000 Einwohnern auf etliche Hundert geschwunden.

Digitized by Google

II. Profil Nevada City—Reno.

Das von der mittleren Pacific-Bahn durchfahrene Gebiet unterscheidet sich geologisch wesentlich von dem eben beschriebenen südlichen Strich. Die Granitzone ist weniger mächtig, bedeutende Alluvialmassen und Lavadecken überkappen das Grundgebirge, das Gebiet ist zerklüftet im Gegensatz zu dem ganzen und massigen Granitgebiet der südlichen Sierra. Ich gehe auch hier beschreibend ostwärts.

Zunächst trifft man eine flache öde Landschwelle, welche aus grauem Granit (z. Th. Syenit-Granit) besteht. Das Gestein ist strichweise frisch und wird als Haustein verwendet (Baustein für das Kapitol von Sacramento). Bei Newcastle ist eine Zone plattiger Schiefer eingeschaltet (Beobachtung auf der Bahnfahrt). Die Granitzone reicht bis 3 km. westlich von Auburn. Fig. 10 zeigt den Contact zwischen diesem Granitzug und der Schieferzone (im Bachbett, westlich von Auburn). Die Grenzfläche verläuft krumm, der Schiefer schmiegt sich der Eruptivmasse concordant an und ist nahe dem Contact von Granitbändern und Linsen durchsetzt. Die Granitpartien drängen sich meist concordant zwischen die Schieferflächen ein, andererseits schneiden einzelne Theile aber auch scharf an Bruchflächen des Schiefers ab. Einzelne Schichten waren also schon steinig, als der Nachschub erfolgte; der Granit umschliesst im Contact auch einige eckige Schieferschollen. Dieses eine Beispiel gebe ich als Typus.

Fig. 10.

Es folgen ostwärts grüne Schiefer mit Einschaltungen von Diorit-Linsen; etwa 8 km. östlish von Auburn trifft man ein mächtiges steil gestelltes Kalklager in dieser Zone. Weiterhin folgen bis Colfax mergelige Schiefer und lehmige Sandsteine mit Einlagerungen harter metamorpher Schiefer und Sandsteine. Diese schwach gefalteten und im allgemeinen wenig metamorphosirten Sedimente streichen gegen die Erup-

Digitized by Google

tivlinsen, welche zwischen Auburn und Nevada City anstehen. Wo sie sich dem Gebiete nähern, stellen sie sich steiler und enthalten mehr hoch metamorphe Einlagerungen (Schiefer, Feldspath-Sandstein, einzelne Lagen harter Conglomerate). Im Gebiete der Eruptivmassen selbst aber trifft man nur schmale steil gestellte Einlagerungen stark metamorphosirter Schiefer und massige Sandsteine.

Die Eruptivmassen stellen durchgehends steil gestellte Linsen dar; wo sich Schiefer an dieselben anlagern, ist die Grenze scharf, der Schiefer schmiegt sich concordant an und ist meist stark metamorphosirt. Wo dunkle Feldspath-Sandsteine an dunkle aphanitische Diorite herantreten, ist die Grenzbestimmung oft willkührlich, weil die hoch metamorphen (tuffogenen) Sandsteine massig sind und dem eruptiven Aphanit gleichen. Bei einer Übersichts-Aufnahme muss man in solchen Fällen die streichende Fortsetzung dieser Züge aufsuchen, wo sich bald in den massigen Feldspath-Sandsteinen Schiefer-Einlagerungen einstellen, welche die sedimentäre Natur des Complexes verrathen. Andererseits wird die eruptive Natur der aphanitischen Diorite oft durch ihren Übergang in grobkörnige Diorite offenbart.

Die Zusammensetzung der Diorite schwankt mineralogisch und texturell bedeutend: vom Aphanit bis zum grobgranitischen Gestein führen Übergänge; zonenweise treten Syenit-Granit und Granit in den dioritischen Linsen auf, durch Übergänge mit dem basischen Magma verbunden; andererseits stellt sich auch Augit im Diorit ein. (Übergänge in Diabas.)

Entsprechend trifft man neben dem dunklen Feldspath-Sandstein auch helle Sandsteine (selten quarzitische Lagen) in der sedimentären Zone, welche diese Eruptiv-Züge begleiten.

Wie die Karte zeigt, treten in der Zone von Grass Valley auch serpentinische Einlagerungen auf. Das reiche Bergwerk Eureka-Idaho geht nach dem Contact zwischen Serpentin und Diorit in die Tiefe und es zeigt sich hier wie anderwärts, dass der Contact nicht constant bleibt, sondern dass die Eruptivmassen sich mit krummen Flächen und wechselndem Fallen aneinander legen.

Die meisten werden sich mit Feststellung dieser That-

Digitized by Google

sachen begnügen oder hinzufügen, dass man es hier eben mit intrusiven Massen zu thun habe. Ich setze jedoch an Stelle dieser leeren Worte die folgende genetische Vorstellung.

Die Diorite waren ursprünglich Massenergüsse, sie wurden von gleichzeitig sich ablagernden Tuffen, Sandsteinen und Schlamm überlagert, sie wuchsen durch innere Nachschübe an, bis sie endlich jene Gestalt linsenförmiger Keile annahmen, welche wir in der Natur beobachten. Die folgende Figurenreihe stellt die experimentelle Nachahmung dieser Vorgänge

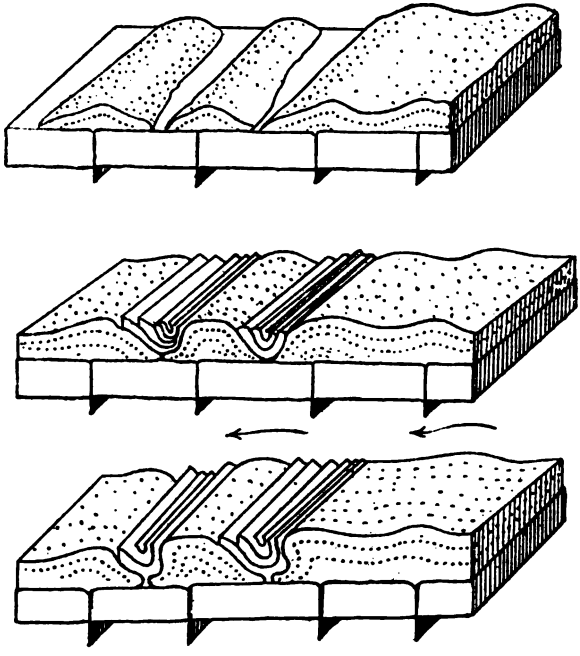


Fig. 11.

dar, durch welche jene Massen meiner Ansicht gemäss gebildet wurden (Fig. 11).

Einige nehmen an, dass solche linsenförmige Intrusivmassen gegen die Tiefe sich erweitern und eigentlich nur linsenförmige Apophysen des Erdmagma seien, andere meinen, dass solche Massen auch in der Tiefe sich linsenförmig verjüngen. Ich setze diesen Annahmen die in der Figur dargestellte genetische und tektonische Auffassung entgegen.

Digitized by Google

Man sieht in dieser Figur auch, wie die höheren Massen die Tendenz haben sich gegen die niederen überzuschieben. So erklärt sich, warum in der Sierra u. a. Gebirgen die tieferen Massen und die eingeschalteten Sedimente gegen das Gebirge einfallen.

Einige Kupferschürfe wurden in den westlichen Diorit-Massivs in den sechziger Jahren rege; derzeit arbeitet nur mehr das Werk von Spenceville (seit 1869 thätig). Die Kiesmasse ist linsenförmig, soll in den oberen Horizonten an 20 m. mächtig gewesen sein, scheint aber gegen die Tiefe auszukeilen. (Der Kies wird geröstet, gelaugt, das Kupfer durch Eisen gefällt; Ausbringen = 4 %.)

Das Gold-Alluvium

liegt, wie erwähnt, auf den Plateaus der Sierra und wird von den jüngeren Tuff- und Lava-Massen überlagert. Bevor die modernen Rinnsale gebildet wurden, strömten die Gewässer grossentheils in anderen Bahnen und lagerten daselbst ihren Detritus ab, dann folgten die Eruptionen. Als in der jüngeren Zeit die Niveaudifferenz zwischen Sierra und Meer zunahm, schnitten die Flüsse (300 bis 500 m.) tiefe Rinnsale in das Land, die Ablagerungen aus der älteren Zeit blieben aber auf dem Plateau liegen und treten heute vielfach an den Abhängen zu Tage, während die Lavaströme die flachen Höhenzüge der Plateaus beherrschen.

Die Ablagerungen von Goldschutt sind in der südlichen Sierra unbedeutend, in der mittleren (Mariposa bis Nevada Co.) erlangen sie eine grosse Mächtigkeit (50 bis 100, local selbst 200 m.), zugleich nehmen aber auch die Massen der überlagernden Lavaströme zu, welche weiter gegen Norden den Goldschutt und das ganze Grundgebirge überkleiden. Die werthvollsten Goldwäschen gehören mithin der mittleren Sierra an. Im Süden und noch in Mariposa Co. ist die Zone des Gold-Detritus schmal und beschränkt sich nur auf die Fusshügel der Sierra, in den mittleren Gebieten (Nevada Co.) beherrscht der Goldschutt aber schon fast die ganze Breite der Sierra. Im Süden liegt der Goldschutt nicht hoch über den Thälern, erreicht deren Niveau im Gebiete der Fusshügel und verschwindet weiterhin unter dem modernen Schutt der Ebene;

Digitized by Google

in der mittleren Sierra hingegen liegt der Goldschutt im allgemeinen 300 bis 600 m. über den modernen Fussthälern, deren Niveau er sich jedoch im Gebiet der Fusshügel rasch nähert. Die Mächtigkeit und die hohe Lage des Schuttes in der mittleren Sierra hat die für Californien charakteristische (z. Th. auch in Australien eingeführte) hydraulische Wasch-Methode ins Leben gerufen.

Die tieferen Lagen des Goldschuttes sind tertiär, die obersten dagegen sind in einzelnen Gebieten nachweislich glacial und enthalten nicht selten bedeutende Schwärme von Moränenblöcken, deren Vorhandensein die Ausbeutung der Wäschen erschwert.

Die Betten der alten Goldflüsse, welche durch die Wäscharbeit aufgedeckt wurden, neigen sich im gleichen Sinne, wie die modernen Schluchten gegen die Ebene. Am Boden dieser alten Goldflüsse fand man das Gold mehrfach so angereichert, dass es sich verlohnte, die einzelnen Läufe mittels Tunnels zu verfolgen. Seit Ende der fünfziger Jahre bewältigt man aber fast durchgehends viel ärmere Schuttmassen im Ganzen mittels der hydraulischen Methode. Auch diese armen Massen hängen von alten Flussläufen ab, doch enthalten sie das Gold auf dem Boden nicht so stark angereichert, dass man sie mittels eines Stollens verfolgen könnte, vielmehr trifft man das Gold in wechselnder, stets geringer Menge in verschiedenen Horizonten des Detritus. Man verwäscht die ganzen Massen und räumt das Goldthal in einer Breite von einigen 100 m. (Über die Vertheilung dieser alten Thäler spreche ich zum Schlusse unter „Erosion".)

Die ökonomischen Fortschritte, welche durch die hydraulische Methode bedingt wurden, sind ausserordentlich. In den Jahren 1848—50 konnte man (bei hohem Taglohn und Aufwendung von viel Menschenkraft) nur Detritus verwaschen, welcher vom cbm. 40 bis 100 Mk. Gold gab. Man leitete in der Folge mächtige Wassermassen den Plateaus zu und verwusch mit arm- ja schenkeldicken Wasserstrahlen, welche unter 100 m. Druck aus der Ansatzröhre hervorschossen. Unter solchen Verhältnissen bewältigen 100 cbm. Wasser im Mittel 2 bis 4 cbm. Detritus. Der Contrast gegen die alte Zeit ist gross. Vordem hatte man wenig Vorauslagen, jetzt muss

Digitized by Google

man für Wasserleitung, Reservoire, Tunnels etc. oft ein paar Millionen Mark auslegen, bevor man zu waschen beginnt. In der alten Zeit konnte man mit einem Goldgehalt von 100 Mk. pro cbm. Detritus kaum zufrieden sein, jetzt gilt ½ bis ¼ Mk. Goldgehalt pro cbm. als gut. Vordem beutete der einzelne Wäscher aus seinem kleinen Feld meist nur einige 1000 Dollars aus, jetzt liefern die kleinen hydraulischen Wäschen einige 100 000 Mk., die grossen aber 5 bis 10 Millionen Mk. Gold. Jährlich wurden mittels dieser hydraulischen Methode 40 Millionen cbm. Schutt (= 40000 hausgrosse Massen, das kubische Haus von 10 m. Seite als Einheit gesetzt) in der mittleren Sierra verwaschen. Die Hälfte hiervon bleibt nahe den Wäschen liegen, ¼ geht als Schlamm mit den Flüssen weiter, ¼ rollt am Flussboden weiter. Diese künstliche Erosion liefert in der mittleren Sierra nach Herrn Ingenieur Hall's Berechnung etwa doppelt soviel suspendirte Massen in die Ebene, als durch die gesammte natürliche Erosion hinabgefördert wird, kein Wunder, dass die Ebene binnen 20 Jahren streckenweise so tief verschlammt und verschüttet wurde, dass die Farmer schliesslich in Masse gegen die Goldwäscher auftraten und die gerichtliche Einstellung der Goldwäschen (im Jahre 1884) erwirkten. (Vergl. meinen Aufsatz über Goldwäschen in der Zeitschrift für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen des preuss. Staats.)

Die jungen Eruptivmassen

der mittleren Sierra sind fast ausschliesslich Andesite (mit wenig Hornblende). Tuffe, mitunter auch geschichtete tuffogene Massen treten in verschiedenen Horizonten auf. Aber weder die Tuffe, noch die Andesit-Ströme zeigen auf grössere Strecken einen festen Zusammenhang. Zumeist ist das Material zerrüttet und gemischt. Auf den Plateaus trifft man fast nur verstreute Blöcke, dazwischen lehmig zersetzten Detritus; an den Gehängen findet man häufig die zerrütteten Lavamassen gemischt mit Tuff, aber diese Mischung hat nicht die Merkmale ächter eruptiver Breccien (überrollter Ströme), sondern ich halte sie für das Resultat anhaltender Zerrüttungen, welche sich nach Ablagerung der Massen ereignet

Digitized by Google

haben. Diese Dislocationen haben zwei Ursachen: 1⁰ wurden die Ströme zumeist über mächtigen, losen Alluvialmassen abgelagert, welche durch Erosion der Gehänge und durch die Wirkung des sickernden Grundwassers dislocirt wurden und die Zerrüttung der hangenden Lavamassen bewirkten; 2⁰ haben sich auch, wie wir sehen werden, im Grundgebirge (Schiefer, Granit etc.) nach Ablagerung der jungen Alluvien und Laven Verwerfungen ereignet, welche die überlagernden Massen gleichfalls zerrütten mussten.

Die Andesit-Ströme bedecken, wie man sieht, die Plateaus, zwischen welchen die Flüsse später ihre Rinnsale ausgetieft haben.

In der hohen Sierra ändert sich der Charakter der jungen Eruptiv-Gebilde, da trifft man keine zerrütteten Decken-Systeme, sondern mächtige, einheitliche Massen mit bedeutenden

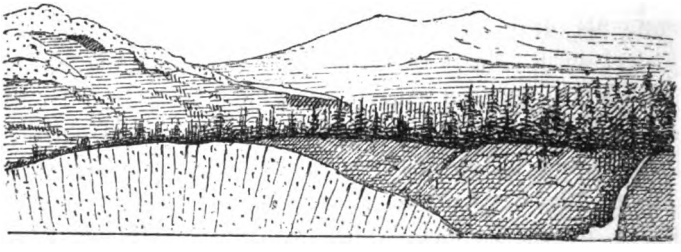


Fig. 12.

centralen Tuff-Anhäufungen. Gegen Norden werden diese Massen immer gewaltiger, sie schliessen sich an einander und überdecken und verhüllen schliesslich das ganze Grundgebirge.

In dem von mir begangenen Gebiete ist, wie die Karte zeigt, das Grundgebirge noch vielfach in Lücken in den Thälern und im Gebiete der Jöcher entblösst und die einzelnen Vulkane trennen sich räumlich.

Hornblende-Andesit herrscht auch in der hohen Sierra vor, selten und untergeordnet sind trachytische und liparitische Ströme und Tuffe[1]. Mitunter sperren Lavaströme ein

[1] Westlich von Jackson, westlich von Weber Lake. Eine grössere Trachytmasse trifft man bei Reno. Wiederholt erscheint Trachyt (und Trachyt-Tuff) als das ältere Gestein, doch sind die Beobachtungen nicht zahlreich genug, um eine Generalisirung zu gestatten.

Digitized by Google

Thal ab und bedingen die Aufstauung eines Sees. So entstand Weber Lake, dessen Abschluss das beistehende Profilbild Fig. 12 zeigt. Über eine theilweise erodirte Andesit-Barre stürzt der See-Abfluss als Wasserfall und setzt seinen Weg in der schon ausgearbeiteten Erosionsschlucht fort. (Der vom Andesit überlagerte säulenförmig zerklüftete Strom besteht aus Trachyt.)

Als Typus eines einheitlichen Vulkanes der hohen Sierra schildere ich Lola Pik. Von Independence-Lake führt ein hohes Joch nach Fordyce. Auf dem ganzen Weg steht Granit in der Thalsohle an, er steigt gegen das Joch an und senkt sich jenseits wieder; das Joch entspricht also einem hoch gelegenen Streifen des granitischen Grundgebirgs. Der Granit tritt in Form heller, gerundeter Gehängeterrassen vor und hebt sich scharf ab von den dunklen, hangenden Lava-

Fig. 13.

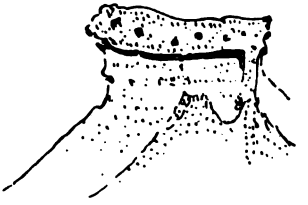


Fig. 14.

massen. Der Anstieg zum vulkanischen Gipfel bringt eine Reihe anziehender Bilder vor Augen. Man übersieht riffige Terrassen von Tuff-Breccien und Andesitströmen, welche sich mit 20—35° thalwärts neigen. Gegen die Höhe und gegen das Eruptiv-Centrum verschwinden diese Bänke und loses Tuffmaterial tritt in grosser Mächtigkeit auf; nur ein mächtiger Eruptiv-Kopf ragt weithin sichtbar $\frac{1}{2}$ Stunde unterhalb des Gipfels auf. Die Struktur der Tuffbreccien-Bänke ist aus Fig. 13 ersichtlich, unterhalb der riffigen Breccien-Lage sieht man dunkle Krummholz-Teppiche, etliche Fichten und Schneefelder stark abstechen von den grauen dürren Tuffgehängen. In Fig. 14 sieht man den Rest eines Trachytstromes, dessen Zusammenhang mit dem Gang, aus dem er hervorbrach, blossgelegt ist. (Der Gang streicht gegen das vulkanische Centrum.) Dieser Gang besteht anscheinend aus

Digitized by Google

Tuffbreccie, der Trachyt hat beim Ausbruch bedeutende Massen der durchbrochenen Laven und Tuffe mitgerissen. In Fig. 15 sehen wir die isolirte Andesit-Kuppe, welche oben erwähnt wurde. In den oberen Theilen ist die Masse in Folge rascherer Abkühlung in armdicke Säulen zerklüftet, während die unteren Partien, entsprechend der langsameren Abkühlung doppelt so dicke Säulen aufweisen. Eine verworrene Klüftung beherrscht die Mittelfläche (die Naht). Da die Abkühlungsklüftung senkrecht gegen die Abkühlungs-Fläche verläuft, kann man die ehemalige Gestalt der Eruptivmasse mit Sicherheit reconstruiren. Die Lava war offenbar so zäh, dass sie trotz der Neigung des Gehänges nur wenig vorrückte, sondern sich an Ort und Stelle steil aufkuppte.

Im Gipfelgebiet des Vulkans häufen sich die Tuffmassen, gegen die Peripherie neigen sich die Ströme im Sinne der

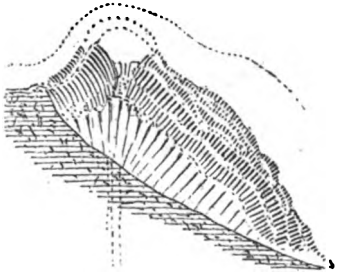


Fig. 15.

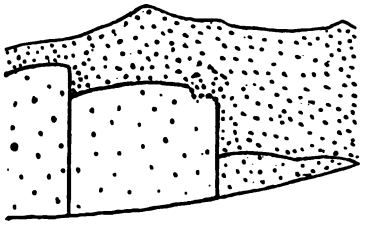


Fig. 16.

Gehänge thalwärts, Radialgänge treten hervor. Der Krater ist allerdings verlöscht, die übrigen Merkmale aber sind so klar, dass die Reconstruction in diesen und ähnlichen Fällen nicht schwer fällt.

Bedeutende Verwerfungen des Grundgebirges giengen den jungen Eruptionen voraus. Strichweise erscheint das granitische Gebirg in Mauern und Stufen aufgelöst, welche hoch anstehen, dann folgt wieder eine Zone, in welcher der Granit tief versunken ist. Hier wie dort aber sind die Lavamassen aus den Verwerfungsspalten aufgequollen und haben das ganze, stufige Grundgebirge überdeckt und verhüllt.

Einen trefflichen Aufschluss bietet der nordöstliche Hochgipfel jenes Massivs, welches zwischen Bronco und Reno liegt. Der Granit steht in einzelnen Verwerfungs-Stufen und Pfei-

Digitized by Google

lern hoch an und ist von Andesit überdeckt (Fig. 16). Während im Thal von Bronco kein Grundgebirge ansteht, erheben sich hier die Granitstufen etwa 1000 m. über die Thalsohle.

Im Gebiet des (künstlich gestauten) Bowman-Sees schneidet die erste Granitzone der hohen Sierra mit einer steilen Längs-Verwerfung an dem ostwärts folgenden Schiefer ab. Diese rothen Schiefer (welche den Werfner Schichten der Alpen gleichen und rothstreifige kahle Bergzüge bilden) enthalten Einlagerungen von Feldspath-Sandstein und einige Kalklinsen. Der ganze Complex fällt wellig gegen Ost von der Verwerfung weg. Das Bowman-Thal entspricht, wie die Karte zeigt, einer Quer-Verwerfung. Der Granit reicht auf der Südseite

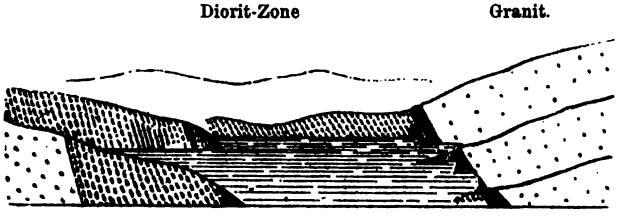


Fig. 17.

des Thales weiter ostwärts. Der östliche Contact dieser Sediment-Zone ist mir nicht bekannt.

Bei Jackson folgt abermals eine Zone von dunklen und hellen Feldspath-Sandsteinen und Schiefern mit einer von Kieselschnüren durchzogenen Marmor-Linse (östlich von Jackson). Der Complex fällt (flacher als der von Bowman) etwa mit 30° gegen Ost.

Die Jackson-Zone endet bei Fordyce mit einer Diorit-Masse, welche steil aufgerichtet und zwischen die im Süden sich vereinenden Granit-Massen eingeklemmt ist, wie die Karte und das Profilrelief Fig. 17 zeigen[1]. Eine Zone harter Schiefer und dunkler dioritischer Sandsteine ist im Süden zwischen Diorit und Granit eingeschaltet. Der Schiefer ist am süd-

[1] Die Ablenkung der dioritischen Zone im Streichen kann bedingt sein durch einen abnormen Verlauf der Längsspalte, durch Hinzutritt einer Querspalte oder, was mir am wahrscheinlichsten ist, durch stärkere Nachschübe in der südöstlichen Granitmasse (wodurch die ganze Zone seitlich abgeschoben wurde).

Digitized by Google

lichen Ende des Sees von granitischen Schlieren und Concretionen durchzogen und von Granit-Apophysen durchsetzt (Fig. 18) unterhalb des südlichen See-Endes. Wie im ganzen Gebiet enthält der Granit auch hier Bruchstücke der dioritischen Zone, während der Granit im westlichen Grenzgebiet (gegen Emigrant Gap) durch Übergänge mit dioritischem Grünstein verbunden ist. Im letzteren Falle ist es sicher, dass beide Eruptivgesteine weich mit einander in Berührung traten; in den meisten Fällen aber zeigt es sich hier wie in der südlichen Sierra (Mariposa—Yosemite), dass die Hauptmasse des Diorites starr war bevor der Granit nachdrang.

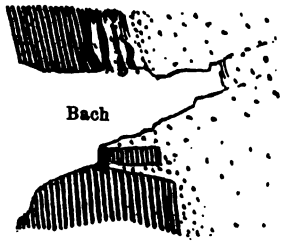


Fig. 18.

Masseneruptionen und Gebirgsfaltung.

Nachdem ich die Erscheinungen und den Bau der mächtigen granitischen Massen charakterisirt, bespreche ich deren Genesis und Beziehungen zur Gebirgsbildung.

Die herrschende Anschauung bezeichnet solche Massen als intrusiv und mit diesem leeren Wort beruhigt man sich meist. Diejenigen, welche tiefer gehen und sich eine Vorstellung von dem Vorgang selbst machen, nehmen entweder an, dass das Erdmagma in der Breite des anstehenden Grundgebirges emporquoll und die Erdkruste in dieser Breite bei Seite schob. Andere meinen, dass die Eruptivmassen allerdings durch die Erdkruste bis zu einer gewissen Stelle auf Spalten empordringe, dann aber soll das Magma plötzlich Halt machen und etwa in der Art eines Eiterknotens oder einer Concretion anwachsen und die an- und überlagernden Massen verdrängen. Eine dritte Vorstellung nimmt an, dass gewaltige Hohlräume in der Erdkruste sich bilden, welche durch das eruptive Material ausgegossen werden. Die erste Anschauung ist so phantastisch, dass sie kaum eine ernsthafte Erwiderung verdient, die beiden anderen Anschauungen erscheinen mir kaum begründeter, aber ich trete ihnen entgegen, weil sie eben heute noch allgemein herrschen.

Digitized by Google

Die Vorstellung, dass das Magma auf Spalten der Erdkruste bis zu einer gewissen Höhe empordringe und dann sich intrusiv entfalte, ist unhaltbar, weil der vertikale Durchbruch durch die Spalten unzweifelhaft weniger Kraft voraussetzt, als das seitliche Eindringen; bei letzterem muss ja nicht bloss der gewaltige seitliche Widerstand, sondern auch das Gewicht der vertikalen Säule überwunden werden; im ersteren Fall dagegen ist nur der vertikale Druck zu überwinden. Wenn man eine Decke auf einen Tisch legt und nun durch eine Spalte der Tischplatte einen Brei aufdringen lässt, wird allerdings der Brei nicht durchbrechen, sondern sich seitlich intrusiv ausbreiten und die Decke zugleich heben — eine Vorstellung dieser Art schwebt wohl den Intrusions-Theoretikern vor. Durch ein solches Gleichniss wird aber meines Erachtens die alte Anschauung durchaus nicht gestützt, sondern nur in ihrer Unhaltbarkeit dargestellt. Im Experiment und in der Vorstellung der Intrusionisten ist die zu hebende Decke unzerrissen und besitzt eine Zerreissungs-Festigkeit, welche den im Experiment einwirkenden Kräften überlegen ist; in der Natur aber verhält es sich gerade umgekehrt: die einwirkenden Kräfte sind riesig, die Zerreissungs-Festigkeit der Materialien aber sehr gering. Es werden, wenn das Magma überhaupt die Gewalt hat, vorzudringen, Risse in der Richtung des geringsten Widerstandes entstehen und auf diesen wird das Magma empordringen.

Einige Geologen haben die Schwierigkeiten, welche der alten Anschauung entgegenstehen, gefühlt und dieselben zu beheben gesucht durch die Annahme, dass die hangenden Schichten durch irgend eine Kraft abgehoben würden und dass das Magma nun einfach diese Hohlräume ausfülle. Eine solche Abstauung von hangenden Schichten wäre im kleinen Maassstab allerdings denkbar, wenn die hangenden Schichten etwa aus continuirlichen Stahlplatten bestünden; in der Natur aber haben wir es eben entweder mit gebrechlichen Gesteinen oder mit weichen, plastischen Massen zu thun, und dieses natürliche Material gestattet keine derartige Abstauung. Man stelle sich nur einmal eine Gesteinsplatte von einigen km. Durchmesser ungestützt, schwebend, als Decke vor. Wer nur einmal ein Bergwerk mit grossen Abbauräumen befahren

Digitized by Google

hat, wird die Vorstellung fallen lassen. Unzweifelhaft werden im Falle derartiger Abstauungen alsogleich Brüche durch das Hangende setzen und dieses wird sich auf das Liegende senken. Das wird zutreffen selbst wenn wir hartes Gestein voraussetzen; dass plastische Massen sich noch leichter setzen werden, ist natürlich.

Diess sind in Kürze meine Einwendungen. Ich glaube, es handelt sich da nicht um verschiedene mögliche Deutungen, die herrschenden Vorstellungen sind geradezu unhaltbar, weil sie mechanische Unmöglichkeiten voraussetzen.

Ich entwickele dagegen die in Fig. 11 dargestellte Vorstellung von der Genesis der intrusiven Massen. Sie sind nach meiner Hypothese ursprünglich Massenergüsse (Decken oder Kuppen), welche von Sedimenten überlagert werden und während dieser Ablagerung fort und fort durch innere Nachschübe anwachsen. Diese Vorstellung enthält keine mechanische Unmöglichkeit, denn in einem Massenerguss sind die inneren Theile weich und in ihnen kann sich demzufolge das nachschiebende Magma wirklich intrusiv ausbreiten, wie die Bewegungen innerhalb des Schlackenpanzers der Lavaströme und wie meine Intrusiv-Experimente zeigen. Der Anwachs kann in dieser Weise beliebig lange andauern, denn die Abkühlung und Erstarrung bedeutender Massen dauert lange und überdiess bringen die intrusiven Nachschübe immer wieder Wärmezufuhr. Je bedeutender die Masse, um so relativ unbedeutender wird der Wärme-Verlust, weil ja die abkühlende Oberfläche nur wenig zunimmt, während der kubische Inhalt bedeutend wächst.

So ist es möglich, dass durch geringe intrusive Nachschübe fort und fort soviel Wärme zugeführt wird, dass die Masse plastisch bleibt. Durch Jahrtausende, durch ganze Formationen können diese Bedingungen anhalten. Die herrschende Theorie spricht sich über die Dauer der Intrusion nicht aus, weil sie wenig Beobachtungen und physikalische Reflexionen bringt. Dass aber viele sich vorstellen, dass die granitischen „Stöcke“ in einem Schub, kataklismatisch sich wie Keile in die feste Erdkruste eintrieben, darf behauptet werden. Es fällt heute wohl niemand mehr bei, eine sedimentäre Formation von einigen 1000 m. Mächtigkeit durch

Digitized by Google

ein Kataklisma entstehen zu lassen, man hat aber kein Bedenken, die Granitmassivs kataklismatisch auftauchen zu lassen. Ich fasse im Gegensatz hierzu die Massivs als historische Einheiten auf in dem Sinne wie etwa der Stratigraph das Carbon oder die paläozoischen Gebilde als eine Einheit zusammenfasst. Gewiss, eine Granitmasse, welche eine Tagreise breit, einige Tagreisen lang und mindestens einige Kilometer dick ist, wurde ebenso wenig in kurzer Zeit gebildet, wie „das Paläozoische". In beiden Fällen umfasst der Name eine historische und formale Einheit, in dieser steckt aber eine reiche Geschichte.

Der Graniterguss beginnt, Sedimente lagern sich daran und darüber, sie werden metamorphosirt, neue Sedimente bilden sich fort und fort, die Granitmasse wächst intrusiv und schiebt die Sedimente seitlich ab. Die äussere Kruste des Massivs wird von jüngeren Nachschüben durchbrochen.

Diese genetische Vorstellung erklärt ungezwungen das intrusive Anschwellen; eine derartige plastische Masse mit starrem Krustenpanzer gestattet eben solche Bewegungen. Solange die Massen durch Nachschübe heiss und plastisch erhalten werden, kann das intrusive Wachsthum anhalten; nach langer Ruhe aber tritt natürlich die Erstarrung ein. Treten dann wieder Dislocationen und Nachschübe ein, so müssen die ganzen Massen zerklüftet werden; das Magma bricht durch und lagert sich als Lava-Formation über der granitischen Masse ab.

Meine Anschauung stimmt mit der alten Hypothese insofern überein, als auch ich ein seitliches Verdrängen und Zusammenschieben der Sedimente durch die intrusiven Massen annehme; im übrigen haben meine genetischen Anschauungen aber nichts gemein mit der alten Theorie.

In neuerer Zeit haben die Betrachtungen über Gebirgsbildung den Seitenschub vielfach erörtert und viele neigen sich dahin, die Intrusions-Hypothese zu verlassen und die Faltung auf die Contraction der Erdkruste zurückzuführen. Ich untersuche hier nicht die verschiedenen Ursachen der Faltung, nur das eine behaupte ich, dass, wo bedeutende Intrusiv-Massen auftreten, die Faltung der Sedimente in deren Nachbarschaft in so innigem Zusammenhang mit dem Bau

Digitized by Google

der Eruptivmasse steht, dass man sie als Folge der Intrusion deuten muss. Scandinavien, Böhmen, die Sierra mit ihren gewaltigen Eruptivzügen und den vielen Zonen steil eingefalteter Sedimente sind typische Beispiele. In der südlichen Sierra sieht man die Sedimente gefaltet und zwischen Eruptivzüge, an die sie sich concordant anschmiegen, eingeklemmt. Die Eruptivmassen sind nicht dislocirt, sie sind ganz, massig, auf weite Strecken ist kein Riss nachweisbar. Das Hoch-Plateau zeigt auf die Breite einer Tagreise Quellkuppen mit Zwiebel-Struktur. Hier kann wohl niemand zweifeln, dass der Schub von den anwachsenden Eruptivmassen ausging.

Dislocationen der Sierra.

Die Eruptivmassen, durch welche die Sedimente steil eingefaltet wurden, sind nach der herrschenden Anschauung jünger als diese, nach meiner Ansicht aber sind es Massenergüsse, welche der ersten Anlage nach älter sind, als die ältesten (concordant) angelagerten Sedimente, die aber im Laufe der Zeit durch intrusive Nachschübe sich immer höher aufkuppten und die Sedimente in Folge dessen Zug um Zug abschoben und falteten. Demgemäss erkläre ich auch die entsprechenden Eruptions-Spalten als alte Gebilde. Dass diese Spalten z. Th. Längs- z. Th. Querspalten sind, kann man aus der Gestalt der Eruptivmassen schliessen, auch trifft man derartige Gänge in der Nachbarschaft der Eruptivmassen aufgeschlossen.

In der südlichen Sierra sind die Quellkuppen und Granitrücken mit der ursprünglichen Zwiebelstruktur erhalten. In der Studie über den Adamello[1] habe ich gezeigt, dass das System der Eruptivgänge durch den Verlauf dieser Kuppen und Rücken verrathen wird und ich habe in der Voraussetzung, dass jene primäre Zwiebelstruktur überall den Hochzügen des südlichen Sierra-Plateaus entspricht, in der südlichen Karte jenes System der Grundverwerfungen, aus welchen das Magma nach meiner Ansicht hervorgequollen ist, angedeutet. Wenn die Hypothese richtig ist, liegt in diesem Gebiete ein circusförmiges Bruch-System vor, dessen tektonischer Cha-

[1] Dies. Jahrb. Beil.-Bd. I. 419.

Digitized by Google

rakter sein Analogon findet in den Circus-Brüchen, auf welche Suess die Aufmerksamkeit gelenkt hat.

Einer jüngeren Zeit als die Eruptions-Gänge gehören die Quarzgänge, welche die mittlere Sierra beherrschen, an. Wann die ältesten entstanden sind, lässt sich nicht bestimmen, die jüngsten Quarzgänge der mittleren Sierra durchsetzen die Jurazone von Mariposa und entstanden offenbar, nachdem diese Schiefer erhärtet und aufgerichtet waren. Noch jüngere Gold-Quarzgänge trifft man östlich von der Sierra im tertiären Andesit von Bodie.

Die grossartigen Brüche, welche die östliche Sierra ergriffen, dürften zusammenhängen mit der tertiären vulkanischen Epoche. Vordem stieg die Sierra von der californischen Ebene sanft bis in das heutige Hochgebiet und setzte ostwärts als hohes Plateau fort. Als eigentliches Gebirge entstand die Sierra erst durch jene östlichen Brüche, welche das östliche Hochland in die Tiefe zogen. Es erfolgten nun insbesondere im Gebiete der nördlichen Sierra und im östlichen Senkungsfeld Eruptionen, welche sich an Längs- und Querspalten halten. Später und bis in unsere Zeit haben Dislocationen längs dieser alten Spalten stattgefunden und neue Spalten sind noch dazu getreten. Die einzelnen Districte verhalten sich in Bezug auf diese Dislocationen verschieden. In der südlichen Sierra (Mariposa—Mono) treten die Verwerfungen nur in den tieferen Landstrichen auf, während das hohe Granit-Plateau im wesentlichen ganz und unzerrüttet ist. In der mittleren und nördlichen Sierra ergriff die Zerrüttung aber auch die hohen Granitmassen und überall bricht die Lava durch die zerrütteten Zonen empor.

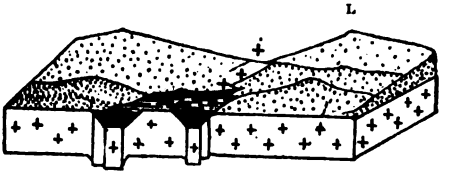


Fig. 19.

Der Zusammenhang des Reliefs mit den Verwerfungen ist oft klar und direkt aus der Karte abzulesen. Das Bowman-Thal wird durch eine Querverwerfung bestimmt, Independence-See ist, wie Profilmodell Fig. 19 zeigt, gleichfalls ein Verwerfungs-See u. s. f. (L = Lola-Vulkan.)

Digitized by Google

Wir haben ferner gesehen, dass das vom Gold-Detritus bedeckte Grundgebirge Verwerfungen aufweist, welche dasselbe in Stufen zerlegt haben; wir haben es hier mit Dislocationen zu thun, welche jünger sind, als die tertiäre Erosions-Epoche. Endlich wurde erwähnt, dass die Verwerfungen im Gebiet der Ostbrüche, von Erdbeben begleitet, bis in unsere Tage anhalten. Noch bedeutungsvoller und überraschend grossartig sind die Beweise der seit der Glacialzeit und bis in unsere Tage anhaltenden Dislocationen in der mittleren Sierra, welche man im Abschlussthal des Fordyce-Sees trefflich studiren kann. Der ganze granitische Thalboden und die Gehänge sind auf weite Strecken hin kahl und (glacial) striemig geschliffen. Die so präparirten Flächen sind strichweise in hohem Grade verworfen und zerrüttet.

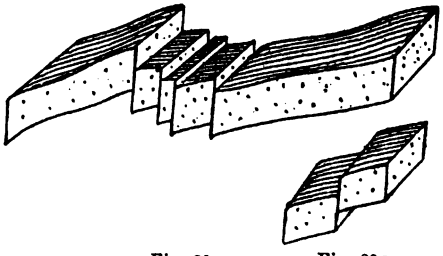


Fig. 20.

Fig. 20a.

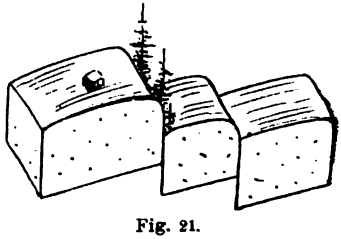


Fig. 21.

Stufenweise erscheinen die Massen verrückt in der Weise, wie Fig. 20 zeigt; fast immer sind die höheren (östlichen) Theile des Gebirges gesunken, nur ausnahmsweise beobachtet man den umgekehrten Fall (Fig. 20a). Als Regel kann man (hier und in anderen Theilen der Sierra) aufstellen, dass die ursprüngliche Steilheit der Sierra durch diese jungen Dislocationen gemildert und ausgeglichen wurde.

Die im Fordyce-Thal beobachteten Verwerfungen sind meist jünger als die Eiszeit, weil die glacialen Schliffe der einzelnen Stufen an den Kanten der Verwerfungs-Stufen scharf abschneiden, um auf der nächsten Stufe wieder ebenso scharf fortzusetzen. In einigen Fällen beobachtete ich aber auch, dass die Verwerfungs-Kante abgeschliffen ist (Fig. 21), ein Theil der Verwerfungen ereignete sich also noch während

Digitized by Google

der Eiszeit; der grössere Theil der Dislocationen aber ist sicher jünger. Ausser jenen Verwerfungsstufen beobachtet man auch strichweise klaffende Spalten, verzerrte, verschobene Theile, ja in einzelnen Zonen löst sich das ganze Granitgebirge zu einem steinbruchartigen Gewirre von Blöcken auf.

Strichweise sind die durch die Verwerfungen entstandenen Klaffe und Hohlräume mit Erde erfüllt und z. Th. überwachsen, in vielen Zonen aber haben Ausfüllung und Vegetation nicht vermocht, mit den anhaltenden Dislocationen Schritt zu halten. Da klaffen die Spalten und Hohlräume in der Weise wie Fig. 22 zeigt; das ganze Hochthal bietet ein Bild wildester Zerrüttung.

Auf mein Befragen bestätigte Herr Romino, Dammwächter von Fordyce, dass er in den 7 Jahren seit Errichtung des Dammes 2 Erdbeben beobachtet. Keines derselben hat den

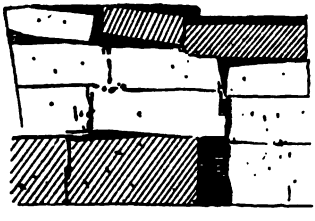


Fig. 22a.

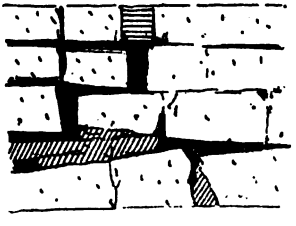


Fig. 22b.

Damm beschädigt, trotzdem bin ich geneigt, das Bauwerk als gefährdet zu bezeichnen.

Erosion und Gletscher.

Kreidesedimente wurden bisher in der mittleren und südlichen Sierra nicht nachgewiesen; möglicher Weise waren die südlichen Gebirgstheile schon damals trocken gelegt (im Norden dringt die Kreide nachweislich ins Gebirg ein und hat bedeutende Dislocationen erlitten); sicher traf die allgemeine Emersion zur Tertiärzeit ein.

Seit der Emersion wurden die von Goldquarz-Gängen durchsetzten Gesteine zerstört und der Goldschutt lagerte sich in den Thälern ab. Wie Whitney bemerkt, kann das Relief in der hohen Sierra in jener alten Erosions-Epoche nicht wesentlich von dem unserer Tage abgewichen sein; in

Digitized by Google

den tieferen, westlichen Gehängen aber sieht man allerdings die Stücke noch erhaltener Goldthäler, welche durch die Goldwäschen aufgedeckt sind, nicht selten dem Streichen des Gebirges folgen und quer über die Plateaus setzen. In der alten Zeit folgten die Gewässer also wenigstens streckenweise Längsthälern, während die heutigen Thäler fast in ihrem ganzen Verlauf als reine Querthäler ausgebildet sind. Das erklärt sich folgendermaassen. Wenn ein Gebirg aus dem Meer auftaucht, werden die verschieden harten Zonen noch scharf hervorragen und die Wasserläufe werden durch diese harten Barren gezwungen, weite Umwege durch Längsthäler zu nehmen. Wenn die Erosion aber lange gewirkt hat, werden diese ursprünglichen Differenzen mehr und mehr überwunden und die Gewässer werden schliesslich dem allgemeinen Fallen des Gebirges folgend die kürzesten Wege erzwingen. Mit anderen Worten: in jungen Gebirgen prädominiren Längsthäler, in alt erodirten Gebirgen kommen die Querthäler zur Herrschaft; die Querthäler sind also in der Regel die jüngeren Bildungen.

In junger Zeit wurden die Querthäler der Sierra gewaltig ausgetieft und die Reste der alten Goldthäler liegen hoch oben auf den Plateaus.

Eine auffallende Thatsache habe ich noch zu erwähnen. Der alte Goldschutt enthält mächtige, schwere Geschiebe-Massen, welche durch die transportirende Gewalt der jetzigen Bäche und Flüsse kaum bewältigt werden könnten. Ich bringe diese Erscheinung in Zusammenhang mit den vordem besprochenen Verwerfungen, durch welche die höheren Theile der Sierra in tieferes Niveau gerückt wurden. Ursprünglich war das Gefälle des Gebirges bedeutender und demgemäss auch die transportirende Gewalt der Gewässer viel grösser (wenn das Gefälle zunimmt, wächst die transportirende Gewalt in geometrischer Progression). Bezüglich der Vergletscherung der Sierra bemerke ich, dass dieselbe in der hohen Sierra ziemlich beträchtlich war, dass die Thäler und Gehänge vielfach geschliffen sind, dass erratische Blöcke eine grosse Rolle spielen und dass gewaltige Endmoränen in der östlichen Wüste liegen (Gebiet von Mono, Reno, etc.), während

Digitized by Google

sie in den westlichen Gehängen grösstentheils durch Erosion zerstört sind; im westlichen Mittelgebirge trifft man nur strichweise Seitenmoränen oder Schwärme von Findlingen, welche die Ausbeutung der Goldwäschen nicht selten erschweren, ja vereiteln.

Das Küstengebirge.

Wiederholt habe ich die verschiedenen tektonischen Elemente der Massengesteine besprochen. Fluctuation und Schlieren sind die ältesten Elemente, dann entstehen im halb erstarrten Magma Zerreissungsklüfte, die mit Exsudaten gefüllt werden; als noch jüngere Gebilde treffen wir Gänge (und Schlierengänge) jüngerer Eruptivmassen, zum Schluss werden all diese Gebilde von nachträglichen Dislocationen polyëdrisch zerschnitten; in diesen jüngsten Klüften treffen wir mitunter junge hydatogene Producte (Quarz, Erze etc.). Die Granitmasse von Monterey zeigt all die erwähnten Elemente; die Küstenklippen gewähren gute Aufschlüsse. Der graue grusig verwitternde Granit mit Feldspath-Einsprenglingen enthält viele buckelig verlaufende, oft steil gestellte Schlieren-Blätter von feinkörnigem Granit, Feldspath-Fluctuation tritt häufig hinzu. In der Regel sind diese ursprünglichen Elemente steil aufgestellt. Die Massen müssen ursprünglich steil aufgekuppt gewesen sein, die Erosion hat aber alles nivellirt und über dem tief erodirten Granit wurde tertiärer Sandstein abgelagert.

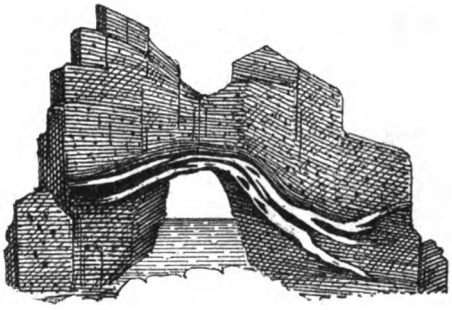


Fig. 23.

Ich schildere kurz einige interessante Erscheinungen der Granite. Fig. 23 zeigt verzweigte Schlieren des feinkörnigen Granites im groben Granit. Die Schliere bildet einen Bogen, die unterlagernden grobkörnigen Massen sind verwittert, zerfallen und von der Brandung ausgewaschen. In Fig. 24 sieht man den groben Granit von weissen Granitgängen durchsetzt.

Digitized by Google

Der stärkste Gang besteht aus zwei Elementen: der feinkörnige Gang existirte zuerst, dieser wurde in der Mitte aufgerissen, ein Zweigklaff durchbrach die eine Seite des feinkörnigen Blattes und setzte in den groben Granit über; eine grobkörnige Ausscheidung füllt diese Zerreissung, grossblättriger Glimmer schiesst von der Wand aus an. Im Profil sieht man die Gänge hoch herausgewittert aus dem grusigen grauen Granit.

Häufig trifft man hier und in anderen Gebieten scharf und geradlinig verlaufende „Gänge", welche durch ihre Schmalheit und nicht selten durch beiderseitiges Auskeilen anzeigen, dass diese Spalten nicht durchgreifen, dass sie nicht durch Injection (Intrusion oder Eruption) gefüllt worden sein können. (Die Neptunisten führten derartige Erscheinungen gegen die Behauptungen der Plutonisten in's Feld.) Ich glaube, dass man es hier mit Zerrklüften zu thun hat; im halberstarrten Magma entstanden nicht selten neben den durchgreifenden Spalten Zerrungen und diese Klüfte wurden durch die noch nicht erstarrten Elemente der Eruptivmasse erfüllt (Exsudate). Aus dieser genetischen Beziehung folgt die Regel, dass die Zerrklüfte kieselreicher sind, als das Magma, weil sie eben dessen letzte Ausscheidungen darstellen. (Schlieren und primäre Ausscheidungen sind hingegen in der Regel basischer, als das Magma.) Wie sich diese Zerrklüfte von den echten Gängen unterscheiden, wurde erwähnt; von den Schlieren unterscheiden sie sich durch geraden Verlauf und scharfe Abtrennung vom Muttergestein (während die Schliere ihrem Wesen nach Übergänge zeigt). Sehr häufig trifft man bei den Zerrklüften auch eine zonale Anordnung der Gemengtheile, welche mit Vorliebe von den Wänden aus anschiessen.

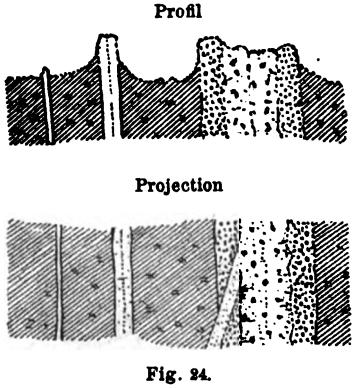


Fig. 24.

Gegen Ost wird die von so mannigfaltigen tektonischen Elementen belebte und durchsetzte Granitmasse von Monterey

Digitized by Google

ruhig überlagert von Sandstein, in dem Whitney miocäne Fossilien fand. Mehrere Andesitströme (mit schöner Blasenfluctuation) überlagern diese Massen in der südlichen Bucht. Whitney wurde durch die Härtung des dem Granit aufgelagerten Sandsteines veranlasst, den Granit als eine junge Intrusivmasse zu deuten. Ich kann die Cementirung des Sandsteines nicht als Beweis für die intrusive Natur des Granites gelten lassen und habe auch keine anderen unzweifelhaften Merkmale der intrusiven Natur aufgefunden. Die beobachteten Phänomene zeigen vielmehr, dass man es hier mit einem alten, tief erodirten Granit zu thun hat. Ich muthe den Geologen, welche meine Studien über die Tektonik der Massengesteine nicht verfolgt haben, nicht zu, mir zu glauben, dass man aus den Struktur-Elementen einer Granitmasse mit Bestimmtheit erschliessen kann, dass diese Masse tief erodirt ist, das aber dürfte wohl jedermann klar sein, dass, wenn eine von Sedimenten überlagerte Granitmasse stark zerklüftet ist, während die hangenden Sedimente nicht von denselben Klüften durchsetzt werden, die Sedimente jünger sein müssen, als die unterlagernden Granitmassen und das trifft hier im Küstengebirge allerwärts zu. Der Granit ist alt und hat viel erlebt, der Sandstein ist eine junge ruhige Decke.

Ähnliche Verhältnisse trifft man im Granitgebiet von Felton. Grusiger, verwitterter Granit beherrscht die Höhen und die tiefen Ostgehänge des Lorenzo-Thales. Das Gestein ist massig und unregelmässig klüftig. Der Verlauf der Fluctuation folgt sattelförmig dem Granitkamm; die Westseite des Gebirges scheint stark erodiert. Die sattelförmigen Granitmassen sind ummantelt von metamorphen Schiefern (oft lehmig zersetzt, selten frische Glimmerschiefer und Gneisse, auch einzelne quarzitische Lagen). Grobkörnige linsenförmige Kalklager treten als untergeordnete Einschaltungen in verschiedenen Horizonten auf. Diese 10—20 m. starken Linsen sind für das kalkarme Land wichtig und werden wohl bald abgebaut sein. Die einzelnen Kalklager sind durch Schieferschichten getrennt und sind im Contact durch Silikate (Glimmer etc.) so verunreinigt, dass sie technisch werthlos sind.

Der ganze Schiefer-Complex ummantelt die Granitmassen in der Höhe flachwellig und sattelförmig (concordant). Granit

Digitized by Google

und Schiefer sind zerklüftet und werden von unzerklüftetem tertiärem Sandstein flach umlagert. Nach meiner Ansicht haben wir es auch hier mit alten (vielleicht paläozoischen) Massen zu thun, welche zur Tertiärzeit als tief erodirte Küstenuntiefen (und Inseln) existirten und von den jungen Sedimenten um- und überlagert wurden. Zwischen Küstengebirge und Sierra treten verschiedene elliptische Bildungen auf, welche an die toskanischen Ellipsoide erinnern. Der Kern wird von älteren Schiefern, oft auch von Serpentin und Jaspis gebildet. Die letztere Association ist in der Sierra jurassisch (Zone von Mariposa); in den Ellipsen des Küstengebirges ist bisher nebst Kreidefossilien nur ein jurassisches Fossil gefunden worden. Jene Kerne sind dann ummantelt von einer Sandsteinfacies, welche von der Kreide bis ins junge Tertiär reicht. Die Kreide-Sandsteine des Mt. Diablo enthalten Kohlenlager. Die Gebilde bis inclusive Miocän sind oft stark gefaltet und dislocirt, während die jüngeren Bildungen in der Regel ruhig liegen.

Digitized by Google

Ueber Kalkspathkrystalle von Andreasberg im Harz aus der Hausmann'schen Sammlung zu Greifswald[1].

Von

G. Thürling in Greifswald.

(Mit Tafel XVIII—XXI.)

Litteratur.

Da Irby[2] eine Zusammenstellung der allgemeinen Litteratur über Kalkspath gegeben hat, und er sowohl wie Sansoni[3] in jüngster Zeit die Hauptwerke näher besprochen und charakterisirt haben, wobei letzterer speciell Rücksicht auf Andreasberger Kalkspath nimmt, so führe ich, um eine Wiederholung zu vermeiden, in folgender Aufzählung nur diejenigen Werke ohne weitere Kritik an, welche Andreasberger Kalkspathformen enthalten. Soweit im Text noch andere Werke herangezogen wurden, sind sie an der betreffenden Stelle angeführt.

Romé de l'Isle, Cristallographie ou description des formes propres à tous les corps du règne minéral, dans l'état de combinaison saline, pierreuse ou métallique. Vol. I. Paris 1783.

Hauy, Traité complet de la chaux carbonatée et de l'Aragonite. Londres 1808.

[1] Berücksichtigt wurden nur solche Krystalle, bei denen die Art der Ausbildung und die Beschaffenheit der Flächen ein einigermassen zuverlässiges Resultat versprachen.

[2] On the Crystallography of Calcite. Bonn 1878.

[3] Siehe folgende Aufzählung.

Digitized by Google

Monteiro, Annales des Mines. 1820.

Naumann, Pogg. Ann. Bd. XIV. 1828.

Mohs, Leichtfassliche Anfangsgründe der Naturgesch. d. Mineralr. 2. Aufl. Wien 1836—39.

Lévy, Description d'une collection de Minéraux formée par M. Heuland. Londres 1837.

Hausmann, Handbuch der Mineralogie. 2. Aufl. Göttingen 1847.

Haidinger, Handbuch der bestimmenden Mineralogie. 2. Ausg. Wien 1851.

Zippe, Übersicht der Krystallgestalten des rhomboëdrischen Kalkhaloïdes. Denkschriften der Wiener Akad. Bd. III. 1851.

Wimmer, Kalkspath von Andreasberg. Zeitschrift für die gesammten Naturwissensch. III und Ber. über die dritte Gener.-Versamml. d. Clausthal. naturwiss. Vereins. Maja 1854.

Sella, Studi sulla mineralogia Sarda. Mem. d. R. Acad. d. scienzi di Torino, Serie II. Bd. XVII. 1856.

— Quadro delle Forme Cristalline del Argento Rosso, del Quarzo et del Calcare. Torino 1856.

Hessenberg, Mineralogische Notizen. No. III 1860. No. V 1863. No. XI 1873. No. XII 1875 in den Abhandl. der Senckenbergischen naturforschenden Gesellschaft. Frankfurt am Main. Bd. III, V, VIII, X.

G. vom Rath, Pogg. Ann. Bd. 132.

Peters, N. Jahrb. f. Mineralogie. 1861.

Des Cloizeaux, Manuel de Minéralogie. Tome I et Atlas. Paris 1862. Tome II prem. Part. 1874.

Sansoni[1], Sulle Forme Cristalline della Calcite di Andreasberg. Roma 1884.

Übersichtstabelle der in der vorliegenden Arbeit beschriebenen einfachen Formen.

Die einfachen Formen, welche sich an den von mir beschriebenen Combinationen betheiligen, sind in folgender Tabelle zusammengestellt. In der ersten Kolonne sind die Formen durch das Symbol von Naumann, in der zweiten durch das Symbol von Miller-Bravais angegeben, Bezeichnungen,

---

[1] Ich erhielt dieses Werk erst nach Abschluss meiner Arbeit durch die gütige Vermittlung des Herrn Prof. E. Cohen. Es liessen sich daher bei der endgültigen Zusammenstellung der Resultate im Text nur noch Anmerkungen hinzufügen, während die von Sansoni angegebenen neuen Formen in den beiden Tabellen vollständige Berücksichtigung finden konnten.

Digitized by Google

wie sie in den neueren deutschen Zeitschriften üblich sind. Die Zahlen der dritten Kolonne drücken die Häufigkeit des Vorkommens in den von mir beschriebenen Combinationen aus, während die Zahlen der vierten die Häufigkeit in den von älteren Autoren beobachteten Combinationen angeben. Schliesslich werden noch die Namen der ersten Beobachter jeder Form hinzugefügt. Die Formen, welche nicht nur an Andreasberger Krystallen, sondern am Kalkspath überhaupt in dieser Arbeit zuerst beschrieben wurden, sind mit einem Stern versehen.

Rhomboëder[1].

∞R	1 . 0 . $\bar{1}$. 1	23	194	Romé de l'Isle
16R	16 . 0 . $\bar{16}$. 1	1	1	Sansoni
*11R	11 . 0 . $\bar{11}$. 1	1	—	Thürling
7R	7 . 0 . $\bar{7}$. 1	1	—	Thürling
4R	4 . 0 . $\bar{4}$. 1	8	118	Bournon
R	1 . 0 . $\bar{1}$. 1	7	50	Bournon
oR	0 . 0 . 0 . 1	21	162	Romé de l'Isle
$-\frac{1}{2}$R	0 . 1 . $\bar{1}$. 2	9	121	Romé de l'Isle
$-\frac{1}{5}$R	0 . 4 . $\bar{4}$. 5	1	1	Bournon
$-\frac{1}{7}$R	0 . 8 . $\bar{8}$. 7	1	13	Zippe
$-\frac{1}{3}$R	0 . 4 . $\bar{4}$. 3	1	2	Sansoni
$-\frac{1}{5}$R	0 . 7 . $\bar{7}$. 5	2	3	Lévy
$-\frac{2}{3}$R	0 . 3 . $\bar{3}$. 2	2	31	Bournon
$-\frac{13}{8}$R	0 . 13 . $\bar{13}$. 8	3	4	Bournon
*$-\frac{1}{3}$R	0 . 5 . $\bar{5}$. 3	1	—	Thürling
$-\frac{1}{4}$R	0 . 7 . $\bar{7}$. 4	1	—	Thürling
*$-\frac{11}{6}$R	0 . 11 . $\bar{11}$. 6	1	—	Thürling
−2R	0 . 2 . $\bar{2}$. 1	6	108	Romé de l'Isle
$-\frac{9}{4}$R	0 . 9 . $\bar{9}$. 4	2	—	Thürling
$-\frac{9}{2}$R	0 . 9 . $\bar{9}$. 2	1	1	Rath
−5R	0 . 5 . $\bar{5}$. 1	1	8	Bournon
*−28R	0 . 28 . $\bar{28}$. 1	1	—	Thürling

[1] Die Grenzformen ∞R und oR sind hier eingereiht.

Digitized by Google

Skalenoëder[1].

$\frac{1}{10}$R7	4 . 3 . 7 . 10	1	3	Hausmann
*$\frac{1}{7}$R5	3 . 2 . $\bar{5}$. 7	1	—	Thürling
$\frac{1}{4}$R3	2 . 1 . $\bar{3}$. 4	1	8	Hauy
$\frac{1}{3}$R$\frac{7}{3}$	5 . 2 . 7 . 9	1	7	Sella
$\frac{2}{5}$R2	3 . 1 . $\bar{4}$. 5	2	15	Hauy
$\frac{5}{11}$R$\frac{5}{6}$	7 . 2 . $\bar{9}$. 11	2	4	Sansoni
$\frac{4}{7}$R$\frac{3}{2}$	5 . 1 . $\bar{6}$. 7	1	8	Hauy
$\frac{3}{5}$R$\frac{4}{3}$	7 . 1 . $\bar{8}$. 9	2	2	Hessenberg
$\frac{7}{10}$R$\frac{5}{7}$	8 . 1 . $\bar{9}$. 10	1	3	Zippe
R$\frac{7}{6}$	6 . 1 . 7 . 5	1	1	Lévy
*R$\frac{3}{2}$	13 . 3 . $\bar{16}$. 10	1	—	Thürling
R$\frac{4}{3}$	4 . 1 . $\bar{5}$. 3	1	16	Bournon
R3	2 . 1 . $\bar{3}$. 1	2	44	Bournon
R$\frac{19}{7}$	17 . 9 . $\bar{26}$. 8	1	1	Sansoni
R$\frac{13}{8}$	8 . 5 . $\bar{13}$. 3	2	4	Sansoni
R5	3 . 2 . $\bar{5}$. 1	5	45	Hauy
R$\frac{19}{8}$	11 . 8 . $\bar{19}$. 3	1	4	Rath
R9	5 . 4 . $\bar{9}$. 1	2	14	Bournon
R11	6 . 5 . $\bar{11}$. 1	2	8	Lévy
∞P2	1 . 1 . $\bar{2}$. 0	14	84	Romé de l'Isle
$\frac{19}{8}$P2	8 . 8 . $\bar{16}$. 3	1	1	Rath
*$\frac{37}{30}$R$\frac{19}{7}$	22 . 8 . $\bar{30}$. 37	1	—	Thürling
—$\frac{1}{6}$R7	3 . 4 . 7 . 5	1	4	Hausmann
—$\frac{2}{9}$R2	4 . 12 . $\bar{16}$. 7	1	10	Lévy
—R$\frac{7}{3}$	2 . 5 . 7 . 3	1	4	Naumann
—$\frac{1}{5}$R3	1 . 2 . $\bar{3}$. 5	1	1	Des Cloizeaux
*—$\frac{3}{11}$R$\frac{7}{4}$	3 . 11 . $\bar{14}$. 7	1	—	Thürling
—R2	1 . 3 . $\bar{4}$. 2	1	2	Sansoni
*—R7	3 . 4 . 7 . 1	1	—	Thürling

Anordnung der beschriebenen Combinationen.

Bei der Anordnung der 29 verschiedenen Combinationen bin ich nach folgenden Grundsätzen verfahren:

Ich beginne mit den dick tafelförmigen bis kurz säulenförmigen Typen (I—V), an die sich zunächst die säulenförmigen mit basischer Endigung (VI—VIII), dann die mit pyramidaler Endigung (IX—XIV) anschliessen. Den Übergang zu dem pyramidalen Habitus bilden diejenigen, bei welchen sich tafelförmiger und pyramidaler Typus vereinigen, indem ein Kernkrystall pyramidal, die Hülle oder Fortwachsung

[1] Die Grenzformen ∞P2 und $\frac{19}{8}$P2 sind hier eingereiht.

Digitized by Google

tafelförmig ausgebildet ist (XV—XVI). Beim pyramidalen Typus stehen die stumpferen Formen den spitzeren voran (XVII—XXV). Den Schluss bilden die Zwillingskrystalle, deren Einzelindividuen tafelförmigen (XXVI—XXVIII) und kurz säulenförmigen Habitus zeigen (XXIX).

No. I.

$-\frac{1}{8}^{3}R$, oR, ∞R,

(0.13.$\bar{1}$3.8), (0001), (10$\bar{1}$0).

Taf. XVIII Fig. 1.

Auf einem Handstück von bröckligem Quarz mit Bleiglanz und Eisenkies sitzen dick tafelförmige Krystalle, deren grösster 3 cm. Querausdehnung besitzt. Die Combination weist nur wenige Formen auf.

Das vorherrschende Rhomboëder $-\frac{1}{8}^{3}R$ (0.13.$\bar{1}$3.8) ist durch die Basis derart abgestumpft, dass es nur die Seitenkanten zeigt. Die Flächen sind matt, gefärbt wie grünes Glas, feindrusig und senkrecht zur Combinationskante mit oR gefurcht. Trotzdem stellen sie eine ziemlich glatte Ebene dar; namentlich an einem kleinen Individuum ergab die Messung nach Aufkleben eines Deckglassplitters gute Resultate. Gemessen wurde die Neigung zur erzeugten Spaltfläche.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-\frac{1}{8}^{3}R : R$ (13.0.$\bar{1}$3.$\bar{8}$: 10$\bar{1}$1)	= 77° 26′ 0″	0° 6′ 0″	77° 20′ 52″

Die Rhomboëderkanten sind nicht ganz scharf, sondern zeigen eine Art Abstumpfung, in der eine Rinne verläuft. Die Erscheinung rührt her von schichtenweiser Auflagerung neuer Substanz, wobei die entstandenen Flächen nicht zum Durchschnitt gelangen.

Man könnte geneigt sein, das Rhomboëder für —2R zu halten, da die Spaltfläche scheinbar parallele Combinationskanten bildet. Es hätte dann der gemessene Winkel um mehr als 5° kleiner sein, nämlich 72° 16′ 10″ (10$\bar{1}$1 : 202$\bar{1}$) betragen müssen.

Nach Zippe (Gruppe 9a) giebt Bournon das Rhomboëder $-\frac{1}{8}^{3}R$ in 11 Combinationen als Träger derselben an. Fundort soll der Harz sein. Dazu bemerkt Zippe: „Hausmann

Digitized by Google

führt jedoch das Rhomboëder $-\frac{1}{8}^3$R nicht auf, es ist daher der Fundort oder es sind die Gestalten zweifelhaft."

Hessenberg[1] führt $-\frac{1}{8}^3$R von Andreasberg und von Agaëte auf Gran Canaria wieder an.

Da es mir möglich war, das Rhomboëder noch in den beiden nächsten Combinationen zu bestätigen, so liegt kein Grund mehr vor, die Bournon'schen Angaben zu bezweifeln.

Die Endfläche oR (0001) ist matt weiss, und die gleiche Farbe zeigt bei den grösseren Individuen eine 2.5 mm. dicke angrenzende Schicht. Bei einigen kleineren Krystallen lässt sie Fortwachsung erkennen durch Überwucherungen am Rande, die nicht das Centrum erreichen, sodass die Basis eingesenkt erscheint.

Die Seitenecken werden durch kleine, lebhaft glänzende Flächen abgestumpft; nicht immer zeigen sie eine glatte, voll ausgebildete Oberfläche, sondern gelegentlich eine Fortwachsung, so dass sie wie mit glänzenden Leisten am Rande besetzt erscheinen. Die Vermuthung, dass hier das erste Prisma ∞R (10$\bar{1}$0) vorliegt, wurde durch Messung der Neigung zur Spaltfläche bestätigt.

	Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
∞R : R (10$\bar{1}$0 : 10$\bar{1}$1) =		45° 22′ 53″	0° 2′ 0″	45° 23′ 26″

No. II und III.

Wie bei der Beschreibung der vorigen Combination erwähnt wurde, weist die Sammlung noch zwei verschiedene Stufen auf, deren Krystalle das Rhomboëder $-\frac{1}{8}^3$R zeigen. Beide Combinationen sind aus denselben einfachen Formen gebildet; aber sowohl das Aussehen der Stufen und der Krystalle, als auch Ausdehnung und Beschaffenheit der Flächen sind so verschieden, dass sie verdienen, gesondert betrachtet zu werden.

II. oR, $-\frac{1}{8}^3$R, ∞R, 4R, ∞P2.
(0001), (0.13.$\bar{1}$3.8), (10$\bar{1}$0), (40$\bar{4}$1), (11$\bar{2}$0).
Taf. XVIII Fig. 2.

Den grossen bis 3 cm. dicken, tafelförmigen Krystallen, welche einen Querdurchmesser von 3.5 cm. erreichen, dient

[1] Hessenberg, Mineralogische Notizen No. 5. 1863, No. 9. 1870.

Digitized by Google

eine Stufe von Kalkspath und derbem Bleiglanz, gefärbt durch gelblich braunes Eisenoxydhydrat, als Unterlage. Die Krystalle machen den Eindruck, als wären sie der Verwitterung stark ausgesetzt gewesen und sind, wie die Stufe selbst, hie und da von Eisenoxydhydrat überzogen, namentlich an den mehrfach geborstenen, weissen Endflächen oR (0001).

Die übrigen Flächen von glasgrüner Farbe mit geringem Fettglanz sehen aus, als ob eine lösende Flüssigkeit auf sie eingewirkt und dadurch ihren ursprünglichen Glanz stark vermindert hätte.

$-\frac{1}{8}^3$R (0.13.$\bar{1}$3.8) liess sich mit dem Anlegegoniometer bestimmen. Gemessen wurde die Neigung zur Basis und der Flächenwinkel an der Endkante, woraus für die äusseren Winkel sich folgende Resultate ergaben:

	Gemessen	Mittel	Berechnet
$-\frac{1}{8}^3$R:	oR (0.13.$\bar{1}$3.8 : 0001)	= 58° 0′ 0″	58° 2′ 34″
$-\frac{1}{8}^3$R : $-\frac{1}{8}^3$R	(0.13.$\bar{1}$3.8 : 13.$\bar{1}$3.0.8)	= 94° 30′ 0″	94° 34′ 34″

Sehr leicht erkennt man aus dem Kantenparallelismus die beiden Prismen ∞R (10$\bar{1}$0) und ∞P2 (11$\bar{2}$0), von denen letzteres sehr untergeordnet auftritt.

Das erste Prisma geht bei den meisten Individuen allmählich ohne scharfe Combinationskante in ein Rhomboëder über; nur ein Exemplar bot eine hinreichend gute Ausbildung dieser Partie dar, um nach Abspaltung derselben die Neigung der Rhomboëderfläche zur erzeugten Spaltfläche durch Reflexion zu bestimmen.

Es ergab sich das Rhomboëder 4R (40$\bar{4}$1).

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
4R : R (40$\bar{4}$1 : 10$\bar{1}$1)	= 31° 11′ 40″	0° 3′ 0″	31° 10′ 10″

III. oR, 4R, ∞P2, $-\frac{1}{8}^3$R, ∞R.
(0001), (40$\bar{4}$1), (11$\bar{2}$0), (0.13.$\bar{1}$3.8), (10$\bar{1}$0).
Taf. XVIII Fig. 3.

Die Stufe unterscheidet sich von der vorigen schon durch ihr frisches Aussehen, da der rostbraune Überzug von Eisenoxydhydrat ganz fehlt. Die Hauptmasse ist Bleiglanz und Quarz; in geringer Menge tritt ein bronzegelbes Mineral — Kupferkies — hinzu. An Grösse variiren die Krystalle sehr,

Digitized by Google

indem sie von papierdünnen Blättchen bis zu 2 cm. dicken Individuen anwachsen. Sie sind farblos oder schwach gelblich und weisen zum Theil sehr glänzende Flächen auf.

Die Basis oR (0001) ist zonal struirt. Der centrale Theil ist undurchsichtig, weiss und wird umgeben von abwechselnd helleren und dunkleren Zonen.

Das Rhomboëder $-\frac{1}{8}R$ (0.13.$\bar{1}$3.8) zeigt schalenartige Fortwachsung.

Das zweite Prisma $\infty P2$ (11$\bar{2}$0) hat starke Skalenoëderstreifung und überwiegt an Ausdehnung weit über das erste Prisma ∞R (10$\bar{1}$0), welches horizontale, schwache Streifung besitzt.

Von ganz besonders schöner Ausbildung tritt 4R (40$\bar{4}$1) auf. An Grösse kommen die Flächen denen von $-\frac{1}{8}R$ ungefähr gleich, übertreffen aber sämmtliche andern an Glätte und Glanz.

No. IV.

$\infty P2$, $-\frac{1}{2}R$, oR, $-\frac{4}{3}R$, 4R, R5, ∞R.
(11$\bar{2}$0), (01$\bar{1}$2), (0001), (04$\bar{4}$3), (40$\bar{4}$1), (32$\bar{5}$1), (10$\bar{1}$0).

Taf. XVIII Fig. 4.

Auf einer Stufe von wie zerhackt aussehendem Quarz mit Harmotom sitzen kurz säulenförmige oder dick tafelförmige, bis 2 cm. grosse Krystalle. Dieselben sind an den Seiten glasglänzend, von zahlreichen Spaltrissen durchsetzt, während der obere Theil — Basis und ein flaches Rhomboëder — milchweiss gefärbt ist. Von den drei vorhandenen Individuen wurde das eine zur Messung losgelöst.

Bei der Bestimmung der Combination geht man zweckmässig aus von dem einen Rhomboëder mit ebenen, schwach fettglänzenden Flächen, welches sich durch Messung der Neigung zur erzeugten Spaltfläche sicher bestimmen liess.

Die Berechnung führte auf das Rhomboëder 4R (40$\bar{4}$1).

	Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
4R : R (40$\bar{4}$1 : 10$\bar{1}$1)	=	31° 17′ 30″	0° 5′ 0″	31° 10′ 10″

Als seitliche Begrenzung ist das zweite Prisma vorherrschend $\infty P2$ (11$\bar{2}$0), welches parallel den Combinationskanten mit dem darüberliegenden Skalenoëder stark gestreift

Digitized by Google

ist. Diese Form geht ohne scharfe Combinationskanten in das Skalenoëder R5 (3251) über, welches sich durch das Fehlen der starken Streifung deutlich unterscheidet. Die Flächen besitzen allerdings auch eine schwache unregelmässige Streifung nach derselben Richtung und zeigen ausserdem bei Betrachtung mit der Lupe stellenweise kleine punktartige Subindividuen. An einer Stelle, wo der isolirte Krystall die Skalenoëderflächen genügend gross ausgebildet zeigt, liess sich mit dem Goniometer nachweisen, dass eine Fläche von 4R mit den ersteren parallele Combinationskanten bildet, und zwar stumpft 4R die längeren Endkanten gerade ab. Vergeblich wurde eine genaue Messung des Flächenwinkels an dieser Kante versucht, da die Reflexe mehrere Grade lang sind. Aus der Winkeltabelle von Irby ergiebt sich aber, dass für alle bekannten Skalenoëder, deren längere Endkanten durch das Rhomboëder 4R gerade abgestumpft werden, die gemessenen Werthe am besten für R5 passen, welches den Winkel $(3251 : 5\bar{2}31) = 45^0\ 32'\ 23''$ besitzt.

Das negative Rhomboëder $-\frac{4}{3}R$ (0443) zeigt zwar Glanz, aber zahllose kleine Subindividuen machen eine direkte Messung durch Reflexion unmöglich. Erst nach dem Aufkleben eines Deckglassplitters konnte die Neigung zu 4R bestimmt werden.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-\frac{4}{3}R : 4R\ (40\bar{4}3 : 40\bar{4}1)$	$= 51^0\ 34'\ 40''$	$0^0\ 3'\ 40''$	$51^0\ 28'\ 0''$

Das Rhomboëder $-\frac{4}{3}R$ ist sehr selten und für Andreasberg neu[1]. Hessenberg bestimmte es an Krystallen von Agaëte auf Gran Canaria[2].

Das erste Prisma ∞R (10$\bar{1}$0) tritt mit kleinen rechteckigen Flächen auf, die zwar stark glänzend, aber nicht wie gewöhnlich eben, sondern feindrusig und schwach faltenartig gebogen sind, so dass ich anfangs geneigt war, ein sehr steiles Rhomboëder anzunehmen; die paarweise Parallelität der Kanten ist jedoch unzweifelhaft.

---

[1] Sansoni fand $-\frac{4}{3}R$ in zwei Andreasberger Combinationen: No. 42, Fig. 6; No. 99.

[2] Mineralogische Notizen No. 9. 1870.

Digitized by Google

Die matte bis schwach fettglänzende, milchweisse Basis oR (0001) zeigt zuckerkörnige Struktur.

Die Flächen des Rhomboëders $-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ sind von gleicher Farbe, uneben und von schiefriger Beschaffenheit, wodurch eine grobe und recht unregelmässig verlaufende Streifung hervorgerufen wird. Die Neigung zur Basis wurde mit dem Anlegegoniometer bestimmt, woraus sich der äussere Winkel ergiebt:

	Gemessen	Mittel	Berechnet
$-\frac{1}{2}R : oR$	$(01\bar{1}2 : 0001) =$	26° 0′ 0″	26° 15′ 14″

Bei den übrigen Krystallen der Stufe fehlt $-\frac{1}{2}R$ ganz, dafür ist aber die Basis grösser ausgebildet.

No. V.

∞R, $-\frac{3}{2}R$, $-\frac{1}{2}R$, oR, $\frac{1}{10}R7$, $\infty P2$, $-mR$.

$(10\bar{1}0)$, $(03\bar{3}2)$, $(01\bar{1}2)$, (0001), $(4.3.7.10)$, $(11\bar{2}0)$. $(-)$

Taf. XVIII Fig. 5.

Eine ganz besondere Zierde der Sammlung bilden drei Handstücke, welche die Aufmerksamkeit theils durch die ungewöhnliche Grösse der Krystalle, theils durch die auffallende Färbung derselben auf sich ziehen.

An dem einen Stück erreichen zwei mit einander verwachsene Individuen einen Horizontaldurchmesser von 12 bis 15 cm.; der Scheitel des einen ist stark orangeroth gefärbt durch einen Überzug von Realgar, welcher dem zweiten hellgrauen Krystall fehlt.

Die beiden anderen Handstücke sind einander sehr ähnlich, indem die Hauptmasse der Stufen aus einem Gemenge von Kalkspath, Bleiglanz und braunem Eisenoxydhydrat besteht. Ausser einer grossen Anzahl dicht verwachsener, bis 2 cm. grosser, säulenförmiger Krystalle, trägt die Oberfläche noch wenige grössere Individuen von 4—5 cm. Querdurchmesser.

Um die Combination zu bestimmen, wurde ein hart am Rande der Stufe sitzender Krystall durch Spaltung glücklich isolirt.

Die rothe Färbung, welche mehr oder weniger stark auf den verschiedenen Individuen vorhanden ist, fehlt den Prismen-

Digitized by Google

flächen ganz, deren Glätte und hoher Glanz wohl die Auflagerung von Realgar verhinderten.

Das vorherrschende erste Prisma ∞R $(10\bar{1}0)$ ertheilt dem Krystall einen kurz säulenförmigen Typus, welcher sich durch Hinzutreten der stumpfen Formen $-\frac{1}{2}R$, $\frac{1}{10}R7$ und der Basis einem dicktafelförmigen Habitus nähert.

Ein etwas steiles Rhomboëder $-\frac{3}{2}R$ $(03\bar{3}2)$ ist matt durch eine Oberflächenstruktur, welche einem feinen Gewebe aus rechtwinklig sich kreuzenden Fäden gleicht. Die Flächen sind nicht in ihrer ganzen Ausdehnung eben, sondern zeigen in der Mitte wellige Erhebungen. Die Neigung einer Rhomboëderfläche zur darunterliegenden Prismenfläche liess sich nur bestimmen, wenn man der ersteren ein dünnes Glasplättchen aufklebte.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-\frac{3}{2}R : \infty R\ (03\bar{3}2 : 01\bar{1}0)$	$= 34^0\ 4'\ 36''$	$0^0\ 1'\ 24''$	$34^0\ 3'\ 5''$

Über $-\frac{3}{2}R$ liegt ein senkrecht zur horizontalen Combinationskante stark gestreiftes Rhomboëder, welches schon dadurch auf die Form $-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ hinweist. Durch Messung mit dem Anlegegoniometer liess sich diese Deutung bestätigen.

Die Endfläche oR (0001), welche mit dreiseitigen Subindividuen besetzt ist, bildet keine scharfen Combinationskanten mit $-\frac{1}{2}R$, sondern letztere lassen eine deutliche Abstumpfung erkennen. Die schmalen, rauhen und unebenen Abstumpfungen gehören einem sehr stumpfen Rhomboëder $-mR$ an. Nur an den anfangs erwähnten, ungewöhnlich grossen Individuen erreichen diese Flächen eine Breite von 1.5 cm.

Das zweite Prisma $\infty P2$ $(11\bar{2}0)$ wird leicht übersehen, da es nur durch eine Fläche vertreten ist, die aber an den grösseren Krystallen nie fehlt. Sie ist gestreift, ungefärbt und glänzend.

Einige Schwierigkeit bei der Bestimmung bietet das Skalenoëder $\frac{1}{10}R7$ (4.3.7.10), da es stark gewölbte Flächen, schwachen Glanz und zarte Streifung parallel den Combinationskanten mit $-\frac{1}{2}R$ besitzt. Die Stärke der Wölbung lässt sich beurtheilen, wenn man einer Skalenoëderfläche einen Deckglassplitter aufklebt und durch Verschiebung desselben die

Digitized by Google

Neigung verschiedener Flächentheile zu einer anliegenden Fläche bestimmt.

Gemessen	Grenzen	Berechnet
$\frac{1}{10}$R7 : ∞R (4 . 3 . 7 . 10 : 10$\bar{1}$0)	= 58° 45′ 0″—66° 0′ 0″	62° 16′ 30″
$\frac{1}{10}$R7 : —$\frac{1}{2}$R (4 . 3 . 7 . 10 : 03$\bar{3}$2)	= 33° 0′ 0″—33° 45′ 0″	33° 50′ 41″

Da in ähnlichen Combinationen von Andreasberg das Skalenoëder $\frac{1}{10}$R7 bestimmt wurde, möchte ich mich im vorliegenden Falle für diese Form entscheiden, um so mehr, als auch die gerade Abstumpfung der kürzeren Endkanten durch —$\frac{1}{2}$R für diese Annahme spricht.

Den kleineren Krystallen der Stufen fehlen durchweg die Formen —$\frac{3}{2}$R und ∞P2.

Hausmann und Zippe[1] führen Combinationen von Andreasberg an, welche mit der vorliegenden grosse Ähnlichkeit besitzen; ersterer nämlich ∞R, $\frac{1}{10}$R7, oR, —$\frac{1}{2}$R, —$\frac{3}{2}$R, letzterer ∞R, —$\frac{1}{2}$R, —$\frac{3}{2}$R, $\frac{1}{10}$R7. Zippe beschreibt die von ihm untersuchten Krystalle folgendermassen: „Grosse Krystalle von Realgar oraniengelb gefärbt. Die Flächen von —$\frac{1}{2}$R infolge der starken Streifung convex.“ Schliesslich führt Peters[2] noch folgende Andreasberger Combination an: ∞R, —$\frac{3}{2}$R, —$\frac{1}{2}$R, $\frac{1}{10}$R7, oR.

No. VI.

∞R, —$\frac{7}{5}$R, —$\frac{1}{2}$R, $\frac{2}{3}$R2, oR.
(10$\bar{1}$0), (0775), (01$\bar{1}$2), (31$\bar{4}$5), (0001).
Taf. XVIII Fig. 6.

Eine Druse, deren Unterlage ihrer Hauptmasse nach aus Bleiglanz mit wenig fein vertheiltem, bunt angelaufenem Eisenkies besteht, zeichnet sich durch ihre vollkommen wasserhellen, durchsichtigen Krystalle aus. Sie erreichen 2 cm. Querdurchmesser und zeigen säulenförmigen Habitus, der durch das erste Prisma ∞R (10$\bar{1}$0) bedingt wird. Nur die Flächen dieser letzteren Form haben sehr starken Glanz, während alle übrigen am Scheitel liegenden — zwei Rhomboëder, die Basis und ein Skalenoëder — matt bis fettglänzend sind.

Das Rhomboëder —$\frac{7}{5}$R (0775), welches sehr verschieden in seiner Ausdehnung ist und einigen Individuen ganz fehlt,

[1] Zippe, Gruppe 57 u. Fig. 79.

[2] Dies. Jahrb. 1861, pag. 435.

Digitized by Google

besitzt vollkommen ebene Flächen, so dass nach Aufkleben eines Deckgläschens die Neigung zum Prisma genau bestimmt werden konnte.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-\frac{1}{2}R : \infty R\ (0775 : 01\bar{1}0) =$	$35^0\ 55'\ 40''$	$0^0\ 1'\ 20''$	$35^0\ 54'\ 28''$

Über demselben liegt das Rhomboëder $-\frac{1}{2}R\ (01\bar{1}2)$, welches sich mit dem Anlegegoniometer bestimmen lässt, aber schon an der zur horizontalen Combinationskante senkrechten starken Streifung erkannt wird.

Die feindrusige Basis oR (0001) zeigt keine scharfen Combinationskanten mit $-\frac{1}{2}R$ und ist ein wenig convex.

Das Skalenoëder schliesslich zeigt eine geringe Krümmung und schwache Streifung parallel den Combinationskanten mit $-\frac{1}{2}R$. Dieses Rhomboëder stumpft die kürzeren Endkanten gerade ab; ferner gehen die Combinationskanten des Skalenoëders mit $-\frac{1}{5}R$ den längeren Endkanten parallel. Aus beiden Beobachtungen lässt sich die Form berechnen, ohne dass man einen Winkel zu messen braucht.

Da $-\frac{1}{2}R\,(01\bar{1}2)$ die kürzeren Endkanten gerade abstumpft, gilt für das Skalenoëder $(k\,x\,\bar{h}\,l)$, wenn $h > k > x$ die Bedingung

$$\begin{array}{r} 2h - k = 1 \\ 2l \quad\ = 2 \\ \hline 2h - k = l \end{array} \quad \text{also:}$$

Ferner liegen die Flächen

$$0775,\ k\,x\,\bar{h}\,l,\ 7705$$

in einer Zone. Es muss also

$$\begin{vmatrix} x & \bar{h} & l \\ 7 & 7 & 5 \\ 7 & 0 & 5 \end{vmatrix} = 0 \text{ sein.}$$

Hieraus ergiebt sich die Gleichung $-5x + 10h - 7l = 0$, in welcher man $h - k$ für x einsetzen kann, so dass für die Bestimmung von $h : k : l$ folgende zwei Gleichungen vorhanden sind:

$$\begin{array}{ll} 1)\ 2h - k - l = 0 & \\ 2)\ 5h + 5k - 7l = 0 & \text{Demnach:} \end{array}$$

$$h : k : l = 4 : 3 : 5$$

Die Berechnung ergiebt also das Skalenoëder $\frac{4}{5}R2\ (31\bar{4}5)$.

Digitized by Google

Zippe's Figur 74 besitzt grosse Ähnlichkeit mit der vorliegenden Combination. Sie stellt die von Haidinger an Krystallen vom Harz bestimmte Combination dar: ∞R, —2R, oR, ¼R3, —½R.

Lévy hat zwei Combinationen abgebildet (Fig. 80 und Fig. 126), die beide von Andreasberg und mit der beschriebenen in naher Beziehung stehen. Erstere besitzt dieselben einfachen Formen, aber es fehlen die näheren Angaben über die Bestimmung, und die Figur ist fehlerhaft.

No. VII.

∞P2, oR, 4R, —5R, R, R⅛, ∞R.
(11$\bar{2}$0), (0001), (40$\bar{4}$1), (05$\bar{5}$1), (10$\bar{1}$1), (8.5.$\bar{1}$3.3), (10$\bar{1}$0).

Taf. XVIII Fig. 7.

Eine kleine Stufe von blättrigem, weissem Quarz mit kleinen Büscheln von stahlgrauem Federerz trägt zahlreiche 1 cm. grosse Krystalle, welche den Eindruck kurzer Säulchen machen, die an den Enden gerade abgeschnitten, nach der Mitte etwas verdickt sind. Von den fast farblosen bis gelblichen, glasglänzenden Individuen sind einige vertical oder mit mannigfacher Neigung schief aufgewachsen, andere horizontal gelagert. Eine Zone tritt sofort scharf hervor durch ihre horizontalen Combinationskanten, nämlich: oR, R, 4R, ∞R, —5R.

Von diesen Formen zeichnet sich das Rhomboëder 4R (40$\bar{4}$1) durch besonders starken Glanz aus. Zur Bestimmung wurde der Flächenwinkel an der Endkante gemessen.

	Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
4R : $\bar{4}$R (40$\bar{4}$1 : $\bar{4}$401)	=	114° 5′ 0″	0° 2′ 0″	114° 10′ 18″

Die matte, feindrusige Endfläche oR (0001) erscheint in der Mitte erhöht, peripherisch stark nach unten gebogen. Sie bildet infolge dessen gebogene Combinationskanten mit dem angrenzenden Grundrhomboëder R (10$\bar{1}$1), dessen Flächen an Glanz mit denen von 4R wetteifern. An einigen Individuen zeigt das Grundrhomboëder Fortwachsung durch schalenförmige Auflagerung neuer Schichten, die nicht die ganze Fläche bedecken. Der Flächenwinkel an der Combinationskante mit 4R wurde gemessen.

Digitized by Google

Gemessen	Mittel	Berechnet
R : 4R (10$\bar{1}$1 : 40$\bar{4}$1) =	31° 20′ 0″	31° 10′ 10″

Die Ausdehnung der Flächen des Grundrhomboëders ist bei den einzelnen Individuen recht verschieden; dasselbe sinkt bis zur ganz schmalen Abstumpfung herab, ja fehlt gelegentlich ganz.

Ungefähr gleiche Flächenausdehnung wie 4R besitzt das negative Rhomboëder —5R (05$\bar{5}$1), ist aber nicht glänzend, sondern mit dreiseitigen flachen Subindividuen bedeckt. Ein Theil ruht mit der Basis auf den Polecken der anderen, wodurch eine unterbrochene, unregelmässig horizontale, sowie eine vertical-büschelförmig divergirende Streifung hervorgerufen wird. Der Reflex der Fläche ist daher ein verzerrtes Lichtbild, so dass nur eine annähernde Messung möglich war.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
—5R : 4R (05$\bar{5}$1 : 04$\bar{4}$1) =	25° 25′ 0″	0° 10′ 0″	25° 40′ 56″

Die vorherrschende seitliche Begrenzung, abgesehen von dem in der hervorgehobenen Zone liegenden Prisma erster Ordnung, bilden zwei Formen, welche bei flüchtiger Betrachtung den Eindruck eines sehr steilen Skalenoëders machen. Die Flächen zeigen Skalenoëderstreifung und sind mehrfach geknickt, der obere schmale Theil ist gekrümmt. Bei näherer Beobachtung sieht man, dass der mittlere, grössere Theil als zweites Prisma ∞P2 (11$\bar{2}$0) aufzufassen ist, während die schmalen Endigungen für sich dem Skalenoëder R$\frac{5}{3}$ (8.5.$\bar{1}$3.3) angehören. Die Flächen desselben bilden keine scharfen Combinationskanten mit ∞P2, aber das Fehlen der Streifung und der stärkere Glanz dienen zur Unterscheidung. Man könnte die Form leicht übersehen, da sie nicht überall vorhanden ist, und namentlich dort verschwindet, wo R zu grosser Entwicklung gelangt. Besonders deutlich ausgebildet ist eine Fläche von R$\frac{5}{3}$ an einem grösseren, horizontal liegenden Krystall der Stufe, dem das Grundrhomboëder ganz fehlt. An diesem Individuum erkennt man den Parallelismus der beiden Combinationskanten der Skalenoëderfläche mit den anliegenden Flächen von 4R und —5R. Hinzu kommt der Parallelismus jener Combinationskanten mit den anliegenden Flächen von ∞P2 und R, der an anderen Individuen sichtbar wird, so dass

Digitized by Google

sich das Symbol der Skalenoëderfläche aus zwei Zonen berechnen lässt.

$R\frac{13}{3}$ ist für Andreasberg neu[1].

Untergeordnet tritt das erste Prisma ∞R (10$\bar{1}$0) auf, welches in der oben erwähnten Zone liegt.

Die abwechselnden Flächen sind von verschiedener Gestalt, so dass ihre Zusammengehörigkeit leicht verkannt werden kann, und eine Verwechselung mit sehr steilen Rhomboëdern nahe liegt. Die Flächen der Rhomboëder 4R und —5R sind nämlich so ausgebildet, dass bei einer ganzen Umdrehung des Krystalls um die Hauptaxe dreimal eine horizontale Combinationskante erscheint mit schmalen Abstumpfungen durch ∞R, dreimal die Rhomboëderflächen sich nicht erreichen, sondern eine verticale Kante des zweiten Prismas ∞P2 erscheint, die nun von ∞R abgestumpft wird. Gemessen wurde die Neigung zu 4R.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
∞R : 4R (10$\bar{1}$0 : 40$\bar{4}$1) =	14° 12′ 52″	0° 2′ 2″	14° 13′ 16″

No. VIII.

—28R, oR, $-\frac{9}{4}$R, $R\frac{13}{3}$.

(0.28.$\bar{2}$8.1), (0001), (09$\bar{9}$4), (8.5.$\bar{1}$3.3).

Taf. XVIII Fig. 8.

Ein aus Kalkspath und Bleiglanz bestehendes Handstück ist einseitig mit glas- bis fettglänzenden, 1 bis 2 cm. grossen, säulenförmigen Krystallen bedeckt. Der obere Theil ist durchsichtig, während der längere untere Theil milchweiss getrübt erscheint oder einen Kern von dieser Farbe enthält und nur an den Kanten durchsichtig ist. Die Lücken zwischen diesen grösseren Individuen werden am Grunde durch eine grosse Zahl winzig kleiner Kryställchen ausgefüllt, welche sich zum Theil an grössere Individuen bartförmig ansetzen.

Den säulenförmigen Habitus bedingt ein sehr steiles Rhomboëder, von dem nur die Seitenkanten entwickelt sind, während die Polecken durch das Auftreten der Basis nicht zur Ausbildung gelangen. Die Stellung des Rhomboëders ist

[1] Sansoni bestimmte $R\frac{13}{3}$ in 4 Combinationen: No. 1, No. 55, No. 91, No. 101.

Digitized by Google

gegen die Spaltungsform um 60° gedreht. Versucht wurde die Messung des Flächenwinkels an der Seitenkante, aber ohne Erfolg, da die Flächen zwar genügenden Glanz, aber eine unregelmässige, wellige, horizontale Kerbung besitzen. An einem der ganz kleinen Individuen konnte die Neigung der Spaltfläche, die bekanntlich einen sehr vollkommenen Reflex giebt, zu einer Rhomboëderfläche ziemlich genau gemessen werden. Letztere lieferte einen mit drei nahe bei einander liegenden Kulminationen versehenen Reflex von etwa 0° 15′ 0″ Länge. Auf die Mitte liess sich gut einstellen. Die Berechnung ergab das Rhomboëder —28R (0.28.28.1).

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
—28R : R (28.0.$\overline{28}$.$\overline{1}$: 10$\overline{1}$1) =	47° 26′ 20″	0° 2′ 40″	47° 27′ 50″

Das Rhomboëder —28R ist neu, da nur das Gegenrhomboëder 28R an Krystallen von Alston Moor bestimmt worden ist[1].

Die Basis oR (0001) ist vollständig matt, zum Theil eben, zum Theil von schiefriger Beschaffenheit.

Untergeordnet treten ein negatives Rhomboëder und ein Skalenoëder auf, Formen, welche den Habitus nach den Enden zu etwas verjüngen.

Die schmalen Rhomboëderflächen zeigen ähnliche Beschaffenheit, wie die des vorherrschenden —28R. Ihre horizontalen Combinationskanten mit letzteren sind nicht ganz scharf, wie sich überhaupt eine Krümmung der Flächen nicht verkennen lässt. Der Lichtreflex ist schwach und ziemlich ausgedehnt; bei sehr grossem Einfallswinkel wird eine schwache Kulmination bemerkbar. Nach zahlreichen Messungen an verschiedenen Individuen überzeugt man sich, dass das Rhomboëder —$\frac{9}{4}$R (09$\overline{9}$4) vorliegt.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
—$\frac{9}{4}$R : R (09$\overline{9}$4 : 01$\overline{1}\overline{1}$) =	69° 19′ 0″	0° 22′ 0″	69° 38′ 39″

—$\frac{9}{4}$R ist an Andreasberger Krystallen bisher nicht aufgefunden. Zippe[2] erwähnt es nach Messungen von Bournon,

[1] Zippe, Gruppe 21 a, Fig. 49. Sansoni fand 28R zuerst an Andreasberger Krystallen in zwei Combinationen: No. 73, No. 78, Fig. 27.

[2] Zippe pag. 133.

Digitized by Google

hält es aber für unsicher. Zepharovich[1] führt es als einfache Form von Böhmisch-Leipa an.

Die Flächen des Skalenoëders zeigen Streifung und mehrfachen Treppenwechsel. Nach Isolirung möglichst ebener Theile durch Abblendung, wurde die Messung an verschiedenen Stellen ausgeführt. Die stark differirenden Winkel näherten sich den Werthen für die Flächenwinkel an den Endkanten des Skalenoëders $R\frac{1}{3}^3$ (8.5.$\bar{1}$3.3).

	Gemessen	Mittel	Berechnet
$R\frac{1}{3}^3 : R\frac{1}{3}^3$	(8.5.$\bar{1}$3.3 : 13.$\bar{5}$.$\bar{8}$.3)	= 43° 25′ 0″	43° 13′ 7″
$R\frac{1}{3}^3 : R\frac{1}{3}^3$	(8.5.$\bar{1}$3.3 : $\bar{8}$.13.$\bar{5}$.3)	= 71° 50′ 0″	72° 12′ 21″

Über die Häufigkeit des Vorkommens dieser Form vergleiche No. VII.

No. IX.

$\frac{1}{4}$R3, ∞P2, ∞R, $-\frac{1}{2}$R.

(21$\bar{3}$4), (11$\bar{2}$0), (10$\bar{1}$0), (01$\bar{1}$2).

Taf. XIX Fig. 1.

Eine kleine Druse kurz prismatischer Krystalle von dunkel violetter Färbung mit 2 cm. Querdurchmesser hat als Unterlage blättrigen Bleiglanz.

Die Hauptform des flachen Scheitels bildet das Skalenoëder $\frac{1}{4}$R3 (21$\bar{3}$4), dessen Flächen parallel den kürzeren Endkanten gestreift und wie von einer Säure angeätzt erscheinen. Mit dem Anlegegoniometer wurden die Flächenwinkel an den Endkanten bestimmt, woraus sich die folgenden äusseren Winkel ergaben:

	Gemessen	Mittel	Berechnet
$\frac{1}{4}$R3 : $\frac{1}{4}$R3	(21$\bar{3}$4 : 3$\bar{1}\bar{2}$4)	= 20° 0′ 0″	20° 36′ 28″
$\frac{1}{4}$R3 : $\frac{1}{4}$R3	(21$\bar{3}$4 : $\bar{2}$3$\bar{1}$4)	= 42° 0′ 0″	41° 55′ 20″

Nach Zippe ist $\frac{1}{4}$R3 eine in Combinationen sehr häufige Form, die fast stets untergeordnet als Zuschärfung der Endkanten von R oder Abstumpfung der Combinationskanten von R und $-\frac{1}{2}$R auftritt. Die Flächen sind fast stets parallel den Combinationskanten gestreift. Er führt von Andreasberg[2] nur zwei Combinationen an; viel häufiger ist die Form dagegen an Krystallen von Derbyshire.

[1] Mineralog. Lexicon I. pag. 86.

[2] Sansoni giebt die Form in seiner Tabelle der Combinationen 8 mal an.

Digitized by Google

Die kürzeren Endkanten sind gerade abgestumpft durch ein Rhomboëder $-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$, stark gestreift in der Richtung der abgestumpften Kante. Die Flächen sind gewölbt und gehen allmählich in die Skalenoëderflächen über. Als gerade Abstumpfung einer Skalenoëderkante berechnete sich das Rhomboëder leicht durch Addition der entsprechenden Indices der in dieser Kante zusammenstossenden Flächen.

Seitliche Begrenzung bilden beide Prismen. Das zweite Prisma $\infty P2$ $(11\bar{2}0)$ ist vorherrschend und zeigt wie gewöhnlich Streifung parallel den Seitenkanten eines Skalenoëders, die an einigen Flächen rinnenförmige Vertiefungen erzeugt. Bei genauerer Betrachtung sieht man noch eine zweite schwächere Streifung etwa unter 60° zur ersteren geneigt.

Das erste Prisma ∞R $(10\bar{1}0)$ besitzt hohen Glanz und ebene Flächen. Mit der Lupe entdeckt man allerdings eine zarte Struktur, welche die Oberfläche einer leicht vom Winde bewegten Wasserfläche ähnlich erscheinen lässt. Überhaupt giebt das erste Prisma nicht immer einen so vollkommenen Reflex, wie man ihn nach dem hohen Glanz erwarten sollte.

No. X.

$\infty P2$, $\frac{7}{3}R\frac{7}{3}$, $-\frac{5}{3}R$, ∞R.

$(11\bar{2}0)$, $(7\bar{1}89)$, $(05\bar{5}3)$, $(10\bar{1}0)$.

Taf. XIX Fig. 5 und 6.

Die Sammlung weist mehrere Handstücke auf, deren Hauptmasse aus dunklem, fast schwarzem Thonschiefer besteht, welcher Rutschflächen zeigt, auf dem Bruche Anflüge von Eisenoxydhydrat trägt und auf der Oberseite mit einer dünnen Lage von Kalkspath bedeckt ist. Die aufgewachsenen Krystalle zeigen 2 Typen:

1. Einfache flache Rhomboëder, die höchstens 1.5 cm. Breite erreichen.
2. Combinationen von prismatischem Habitus, 3 bis 4 cm. gross.

Die einfachen Rhomboëder $-\frac{1}{2}R$ $(04\bar{4}5)$ sind matt, hellgrau, horizontal gestreift, von schiefrigem Aufbau. Mit dem Anlegegoniometer liess sich der Flächenwinkel an der Endkante messen, wonach der äussere Winkel folgenden Werth hatte:

Digitized by Google

Gemessen	Mittel	Berechnet
$-\frac{1}{3}R : -\frac{1}{3}R$ (0445 : 4405)	$= 65^0\ 0'\ 0''$	$64^0\ 53'\ 30''$

„Drusen mit kleinen rauchgrauen und schwärzlichgrauen Krystallen dieses Rhomboëders finden sich im körnigen Kalkstein bei Wischkowitz unweit Marienbad“ [1]. An Andreasberger Krystallen wurde $-\frac{1}{3}R$ von Breithaupt bestimmt [2].

Von grösserem Interesse sind die anderen Krystalle, welche folgende Formen aufweisen: $\infty P2$, $\frac{3}{5}R\frac{3}{4}$, $-\frac{3}{5}R$, ∞R.

Die beiden letzten untergeordneten Gestalten sind nicht überall vorhanden und fehlen besonders bei einigen Individuen, die eine regelmässig wiederkehrende Verzerrung zeigen, welche unten näher besprochen werden soll.

Die vollständige Combination ist an einem fast 2 cm. hohen, grünlich gefärbten Krystall gut zu ermitteln, der matte bis schwach glasglänzende Flächen besitzt.

Das zweite Prisma $\infty P2$ (1120) mit unregelmässig drusigen Flächen ist in der Mitte bauchig angeschwollen, so dass die Kanten geknickt erscheinen. Man möchte die Form daher als ein dem zweiten Prisma vicinales Skalenoëder bezeichnen, wenn nicht ein anderer Grund dagegen spräche. Die Kanten sind nämlich ihrer ganzen Länge nach durch das erste Prisma ∞R (10$\bar{1}$0) schmal abgestumpft, welches bei einem Skalenoëder nur die Seitenecken abstumpfen dürfte. Diese schmalen Flächen zeigen höheren Glanz als die übrigen.

Den Scheitel der Krystalle bildet ein flaches Skalenoëder $\frac{3}{5}R\frac{3}{4}$ (7$\bar{1}$89), dessen Flächen parallel den kürzeren Endkanten gestreift sind. An einem Spaltungsstück eines kleinen Individuums, bei dem die Streifung äusserst zart und der Glanz ein erhöhter ist, wurde der Flächenwinkel an der längeren Endkante mit dem Reflexionsgoniometer gemessen. An einem grösseren Individuum mit sehr ebenen Flächen wurde der Winkel an der entsprechenden Kante bestimmt, nachdem Deckgläschen aufgeklebt waren.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$\frac{3}{5}R\frac{3}{4} : \frac{3}{5}R\frac{3}{4}$ (7$\bar{1}$89 : 8$\bar{1}$79)	$= 8^0\ 14'\ 55''$	$0^0\ 8'\ 20''$	$8^0\ 23'\ 16''$

Da ferner die Spaltfläche durch je zwei kürzere Endkanten des Skalenoëders geht, lässt sich die Form berechnen.

[1] Zippe pag. 153.

[2] Zippe pag. 156, Gruppe 4.

Digitized by Google

$\frac{5}{3}R\frac{5}{4}$, schon vor 1856 von Q. Sella an einem grossen Andreasberger Krystall entdeckt[1], wurde später durch G. vom Rath an einem Krystall vom Lake superior[2], durch Hessenberg[3] an einer Andreasberger Combination beschrieben.

An den abwechselnden Seitenecken und zwar an den kürzeren Endkanten von $\frac{5}{3}R\frac{5}{4}$ tritt ein Rhomboëder auf, dessen Flächen meist als kleine Parallelogramme erscheinen, da die schmalen Flächen von ∞R fast ganz verschwinden. Sie liegen also in zwei Zonen, deren jede durch eine Fläche des zweiten Prismas $\infty P2$ und durch eine des Skalenoëders $\frac{5}{3}R\frac{5}{4}$ bestimmt ist. Es ergeben sich demgemäss für die Rhomboëderfläche von dem allgemeinen Zeichen $o\,h\,\bar{h}\,l$ die beiden folgenden Zonen:

1) 7189 und $\bar{1}2\bar{1}0$
2) $78\bar{1}9$ und 1120

Hieraus folgt, dass $o\,h\,\bar{h}\,l = 0553$ ist.

Die Berechnung ergiebt also das Rhomboëder $-\frac{5}{3}R$ (0553), welches neu ist.

Die oben erwähnten charakteristischen Verzerrungen lassen durchweg die untergeordneten Formen $-\frac{5}{3}R$ und ∞R vermissen. Ein Flächenpaar an der längeren Endkante von $\frac{5}{3}R\frac{5}{4}$ und die parallelen Gegenflächen erfahren eine abnorme Verlängerung, wodurch die angrenzenden Prismenflächen von $\infty P2$ stark zurückgedrängt werden. Dadurch entstehen säulenförmige Gestalten, die scheinbar von 4 Flächen begrenzt werden, wenn man die verlängerten Skalenoëder-Flächenpaare wegen des sehr kleinen Flächenwinkels an der Endkante als eine Fläche betrachtet. Diese beiden die Säule begrenzenden Flächen unterscheiden sich durch ihre federförmige Streifung deutlich von den beiden anderen, welche dem zweiten Prisma angehören.

Bei der einen Stufe liegt ein Zettel mit einer Beschreibung, welche von der Hand Hausmann's herzurühren scheint. Der Wortlaut ist folgender:

„6B, 12GK$\frac{1}{4}$."

---

[1] Quadro delle Forme Cristalline del Argento Rosso, del Quarzo e del Calcare. Torino 1856.

[2] Poggendorff's Annalen Bd. 152.

[3] Mineralog. Notizen. Neue Folge. IX. Heft. 1875.

Digitized by Google

„Die Flächen $GK\frac{1}{3}$ in der Richtung der primären Seitenkanten G gereift, woraus eine federförmige Reifung entspringt, die an den stumpferen Seitenkanten des Bipyramoids Winkel bildet, die den stumpfen ebenen Winkeln des primären Rhomboëders gleich sind. Durch abnorme Verlängerung in der Richtung zweier einander entsprechender stumpferen Seitenkanten des Bipyramoids entstehen auffallende Verzerrungen. Ein Theil der Flächen B wird dadurch verdrängt. Zuweilen entspringen dadurch Gestalten, welche das Ansehen vierseitiger Prismen haben, welche durch zwei Flächen B und zwei federartig gereifte Flächen gebildet werden, indem der sehr stumpfe Winkel, unter welchem zwei Flächen $GK\frac{1}{3}$ zusammenstossen, beinahe verschwindet. Die Flächen B sind mehr oder weniger gebogen. d. 28. Juli 1853."

No. XI.

∞R, $-2R$, $R\frac{8}{5}$, $\frac{5}{11}R\frac{9}{5}$, $-\frac{1}{2}R$, R.

$(10\bar{1}0)$, $(02\bar{2}1)$, $(13.3.\bar{16}.10)$, $(7.2.\bar{9}.11)$, $(01\bar{1}2)$, $(10\bar{1}1)$.

Taf. XIX Fig. 4.

Auf Bleiglanz mit derbem Kalkspath nebst weissem, wie zerfressenem Quarz sind säulenförmige bis 2 cm. grosse Krystalle mit rhomboëdrischer Endigung aufgewachsen, die durch eine abnorme Fortwachsung noch ein besonderes Interesse darbieten. Sie sind wasserhell und an den Kanten, sowie an der Spitze durchsichtig, während der centrale Kern weiss ist. Denken wir uns die Fortwachsung fehlend, so hätte man die einfache Combination ∞R, $-2R$. Nun sind aber die abwechselnden Flächen des Prismas über ihre Combinationskanten mit $-2R$ hinausgewachsen, während die anderen ihre horizontalen Combinationskanten noch theilweise zeigen. Wäre das andere Ende der Krystalle ausgebildet, so würde wahrscheinlich an diesen letzteren drei Prismenflächen die Fortwachsung stattfinden und an den ersteren die beiden Combinationskanten mit $-2R$ noch theilweise sichtbar sein. Die Krystalle gleichen daher einem sechsseitigen Thurme mit spitzem dreiseitigen Dache und mit zinnenartiger, seitlich zierlich begrenzter Erhöhung der abwechselnden Mauern.

Die Flächen des ersten Prismas ∞R $(10\bar{1}0)$ sind eben und stark glänzend, während die des Rhomboëders $-2R$ $(02\bar{2}1)$

Digitized by Google

uneben und mit Subindividuen bedeckt sind, welche deutlich als kleine Rhomboëderecken erscheinen. An der geraden Abstumpfung der Endkanten durch die Spaltfläche wurde die Form als erstes spitzeres Rhomboëder erkannt.

Um die Combination der Fortwachsung zu bestimmen, wurde der von —2R begrenzte Kern, welcher die Beleuchtung einiger Flächen verhinderte, vorsichtig ausgeschnitten. Am besten geht man von den kleinen als Parallelogramme erscheinenden Flächen des Grundrhomboëders R (10$\bar{1}$1) aus, da sie glänzend und ungestreift sind, während sämmtliche Skalenoëderflächen den Combinationskanten mit R parallel gestreift erscheinen.

	Gemessen	Mittel	Berechnet
R : ∞R (10$\bar{1}$1 : 01$\bar{1}$0) =	69° 29′ 0″		69° 26′ 36″

Den Abschluss der Fortwachsung nach oben bildet das senkrecht zur horizontalen Prismenkante stark gestreifte Rhomboëder —$\frac{1}{2}$R (01$\bar{1}$2), welches die kürzeren Endkanten von $\frac{5}{11}$R$\frac{9}{5}$ gerade abstumpft.

Das unter dem Grundrhomboëder gelegene Skalenoëder R$\frac{8}{5}$ (13 . 3 . $\bar{16}$. 10) ist neu und wurde berechnet auf Grund der gemessenen Neigung der Fläche 13 . 3 . $\bar{16}$. 10 zu der Prismenfläche $\bar{1}$100 und der vorhandenen Zone, welche bestimmt ist durch die Flächen 10$\bar{1}$1 und 1$\bar{1}$02.

	Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
R$\frac{8}{5}$: ∞R (13 . 3 . $\bar{16}$. 10 : $\bar{1}$100) =	106° 14′ 30″		0° 1′ 30″	106° 14′ 13″

Für das über dem Grundrhomboëder auftretende Skalenoëder $\frac{5}{11}$R$\frac{9}{5}$ (7 . 2 . $\bar{9}$. 11) ist gleichfalls eine Zone vorhanden. Die Fläche 9 . $\bar{2}$. 7 . 11 liegt nämlich in der Zone, welche durch die Flächen 10$\bar{1}$1 und 1$\bar{1}$02 bestimmt ist, und ausserdem liess sich ihre Neigung zu der Prismenfläche $\bar{1}$100 messen.

	Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$\frac{5}{11}$R$\frac{9}{5}$: ∞R (9 . $\bar{2}$. 7 . 11 : $\bar{1}$100) =	113° 22′ 15″		0° 1′ 45″	113° 25′ 43″

In der Figur ist die Fortwachsung so gezeichnet, dass sie den Raum zwischen ∞R und —2R ausfüllt; es kommen jedoch ebensoviele Krystalle vor, bei denen dieselbe frei wie eine dünne Mauer emporragt und an der Innenseite durch die parallele Prismenfläche begrenzt wird.

Digitized by Google

No. XII.

R11, ∞R, 4R, $R\frac{7}{6}$, $\frac{1}{7}R5$, $\frac{2}{5}R2$
(6 . 5 . $\bar{1}\bar{1}$. 1), (10$\bar{1}$0), (40$\bar{4}$1), (6175), (3257), (31$\bar{4}$5),
$\frac{1}{7}R\frac{3}{2}$, R, oR.
(51$\bar{6}$7), (10$\bar{1}$1), (0001).

Taf. XX Fig. 1.

Zahlreiche, selten über 0.5 cm. grosse, schön ausgebildete Kalkspathe, von einigen Apophyllitkrystallen begleitet, sitzen auf Kalkspath, der von Eisenoxydhydrat überzogen ist. Ein Individuum von besonderer Schönheit und 2 cm. Grösse liess sich mit seiner Unterlage isoliren, und die Messungen wurden zum Theil an diesem, zum Theil an kleineren Krystallen ausgeführt. Alle sind wasserhell, von hohem, fast diamantartigem Glanz; ihre Form ist bauchig-rundlich, tonnenähnlich, und bei der grossen Anzahl der Flächen gelangen fast in jeder Stellung des Individuums Licht-Reflexe ins Auge.

Um die Beschreibung übersichtlich zu gestalten, theilen wir die Flächen in zwei Gruppen. In die erste reihen sich die Formen ein, welche die seitliche Begrenzung bilden, mit Flächen ohne scharf hervortretende Struktur: R11, ∞R, 4R; in die zweite Gruppe die übrigen, den Scheitel begrenzenden Formen mit meist gestreiften Flächen.

Das Skalenoëder R11 (6 . 5 . $\bar{1}\bar{1}$. 1) ist ausnahmslos stark convex, wodurch die bauchige Gestalt bedingt wird. Es wurden die Flächenwinkel an den beiden Endkanten gemessen.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
R11 : R11 (6.5.$\bar{1}\bar{1}$.1 : 11. $\bar{5}$.$\bar{6}$.1) =	53° 30′ 5″	0° 12′ 0″	53° 39′ 52″
R11 : R11 (6.5.$\bar{1}\bar{1}$.1 : $\bar{6}$.11.$\bar{5}$.1) =	65° 38′ 45″	0° 2′ 15″	65° 35′ 34″

R11 war Hauy unbekannt. Lévy giebt 7 Combinationen an, denen Zippe eine (Fig. 65) hinzufügt. Ferner führt es G. vom Rath an[1]. Vier von den Lévy'schen Combinationen stammen von Andreasberg[2].

Das erste Prisma ∞R (10$\bar{1}$0) wurde durch Messung des Flächenwinkels an der Prismenkante bestimmt.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
∞R : ∞R (10$\bar{1}$0 : 01$\bar{1}$0) =	59° 56′ 25″	0° 2′ 35″	60° 0′ 0″

[1] Pogg. Ann. Bd. 132.

[2] Zippe, Gruppe 35 a.

Digitized by Google

Das Rhomboëder 4R (40$\bar{4}$1) zeigt unter der Lupe eine schwache horizontale Streifung und eine geringe Wölbung. Der Flächenwinkel an der Seitenkante liess sich nicht leicht messen, da die Flächen ziemlich entfernt von einander liegen.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
4R : 4R (40$\bar{4}$1 : 0$\bar{4}\bar{4}$1)	= 65° 7′ 0″	0° 2′ 0″	65° 49′ 42″

Bei der Betrachtung des Scheitels geht man am besten von dem Grundrhomboëder R (10$\bar{1}$1) aus, welches kleine, ebene, stark glänzende Flächen zeigt. Betrachten wir die Fläche 10$\bar{1}$1, so erhalten wir den Eindruck, als läge sie im Centrum eines Vierecks mit parketähnlicher Zeichnung. Die rhombenförmigen Flächen von R geben, durch die Richtung ihrer Seiten zwei Zonen an, in welchen zum Theil oberhalb, zum Theil unterhalb der Rhomboëderfläche mehrere Skalenoëder auftreten. Alle sind in der Zonenrichtung mehr oder weniger stark gestreift. Oberhalb liegen drei Skalenoëder, welche sich bestimmen liessen:

1) $\frac{1}{7}$R5 (32$\bar{5}$7) liegt am weitesten entfernt von dem Grundrhomboëder. Die Flächen sind ziemlich gut ausgebildet, doch mussten wegen der Streifung kleine Theile abgeblendet werden, um die Flächenwinkel an den beiden Endkanten zu bestimmen.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$\frac{1}{7}$R5 : $\frac{1}{7}$R5 (32$\bar{5}$7 : 5$\bar{2}$37)	= 24° 5′ 20″	0° 5′ 0″	24° 0′ 29″
$\frac{1}{7}$R5 : $\frac{1}{7}$R5 (32$\bar{5}$7 : $\bar{3}$5$\bar{2}$7)	= 36° 12′ 40″	0° 7′ 0″	36° 21′ 22″

2) $\frac{1}{8}$R2 (31$\bar{4}$5) ist in der Zeichnung fortgelassen, um sie nicht mit zu vielen Linien zu überladen. Die Fläche 31$\bar{4}$5 liegt zwischen 3257 und der Fläche 5167 des nächsten Skalenoëders, so dass noch eine Kante mehr in der Zone vorhanden sein würde. Da die Streifung etwas gröber als bei der vorigen Form ist, und die Flächen ausserdem noch entfernt liegen, so liess sich namentlich der grössere Winkel wenig genau bestimmen. Die Rechnung führt trotzdem zu der Form $\frac{1}{8}$R2, welche auch der gegebenen Zone genügt.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$\frac{1}{8}$R2 : $\frac{1}{8}$R2 (31$\bar{4}$5 : 4$\bar{1}$35)	= 16° 13′ 30″	0° 10′ 0″	16° 0′ 23″
$\frac{1}{8}$R2 : $\frac{1}{8}$R2 (31$\bar{4}$5 : $\bar{5}$4$\bar{1}$5)	= 48° 2′ 20″	0° 16′ 0″	49° 22′ 37″

Digitized by Google

$\frac{2}{5}$R2 ist vielleicht das häufigste Skalenoëder nächst $\frac{1}{4}$R3 in der Endkantenzone des Grundrhomboëders [1].

3) $\frac{4}{7}$R$\frac{4}{3}$ (5167). Die Streifung verschwindet fast ganz, es tritt aber eine geringe Krümmung auf. Zur Berechnung der Fläche 5167 wurde die Zone benutzt, welche durch die Flächen 10$\bar{1}$1 und 3257 bestimmt wird. Gemessen wurde ein Winkel, den die betreffende Fläche mit einer in der Zone liegenden bildet.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$\frac{4}{7}$R$\frac{4}{3}$: R (5167 : 10$\bar{1}$1) =	9° 6′ 20″	0° 3′ 20″	8° 46′ 6″

Schon Hauy war $\frac{4}{7}$R$\frac{4}{3}$ bekannt (Fig. 37), und bei Lévy und Zippe kommt es mehrfach vor.

Unterhalb des Grundrhomboëders ist ebenfalls eine Reihe von drei Skalenoëdern vorhanden; aber wegen der mangelhaften Ausbildung dieser Partie und der sehr starken Streifung liess sich nur eins derselben bestimmen, so dass in der Zeichnung jedesmal drei Flächen durch eine ersetzt sind:

R$\frac{7}{3}$ (6175). Zur Berechnung dieses Skalenoëders wurde die Zone benutzt, welche durch die Flächen 10$\bar{1}$1 und 5237 bestimmt wird. Gemessen wurde ein Winkel in der Zone:

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
R$\frac{7}{3}$: R (6175 : 10$\bar{1}$1) =	9° 12′ 0″	0° 5′ 0″	9° 32′ 53″

Das Skalenoëder R$\frac{7}{3}$ ist ziemlich selten und wurde an Andreasberger Krystallen bisher nur einmal beobachtet [2].

Die Spitze des Scheitels wird durch die matte, feindrusige Basis oR (0001) gerade abgestumpft.

No. XIII.

R11, $\frac{5}{11}$R$\frac{9}{5}$, $-\frac{1}{2}$R, ∞R, R, oR.

(6.5.$\bar{11}$.1), (7.2.9.11), (01$\bar{1}$2), (10$\bar{1}$0), (10$\bar{1}$1), (0001).

Taf. XX Fig. 2.

Die rundlichen, stark glasglänzenden, einen Durchmesser von 1 cm. erreichenden Krystalle sitzen in grosser Zahl auf Bleiglanz, welcher von derbem Kalkspath begleitet wird. Die Unterlage zeigt an der einen Seite einen Bleiglanzspiegel,

[1] Vergl. Irby pag. 36.

[2] Lévy, Fig. 54.

Digitized by Google

auf dem sich winzige Kalkspathe abgesetzt haben. Den Habitus jener grösseren Krystalle bedingen ein sehr steiles Skalenoëder als seitliche Begrenzung und ein ganz flaches, die Endigung bildend, während alle übrigen Formen untergeordnet auftreten.

Das steile Skalenoëder R11 (6.5.$\bar{11}$.1) hat unebene, wellig gebogene Flächen, die eine unregelmässige Streifung in der Richtung der längeren Diagonalen zeigen. Es wurden die Flächenwinkel an den Endkanten gemessen.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
R11 : R11 (6.5.$\bar{11}$.1 : 11. $\bar{5}$.$\bar{6}$.1) =	53° 35′ 0″	0° 5′ 0″	53° 39′ 52″
R11 : R11 (6.5.$\bar{11}$.1 : $\bar{6}$.11.$\bar{5}$.1) =	66° 5′ 0″	0° 8′ 0″	65° 35′ 34″

Die Flächen des Skalenoëders am Scheitel $\frac{5}{11}R\frac{9}{5}$ (7.2.$\bar{9}$.11) sind ziemlich eben, mit feiner Streifung parallel den kürzeren Endkanten. Bestimmt wurden die Flächenwinkel an den Endkanten.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$\frac{5}{11}R\frac{9}{5}$: $\frac{5}{11}R\frac{9}{5}$ (7.2.$\bar{9}$.11 : 9.$\bar{2}$.7.11) =	14° 28′ 30″	0° 2′ 40″	14° 23′ 10″
$\frac{5}{11}R\frac{9}{5}$: $\frac{5}{11}R\frac{9}{5}$ (7.2.$\bar{9}$.11 : 7.9.$\bar{2}$.11) =	51° 37′ 0″	0° 11′ 0″	51° 59′ 4″

Diese letztere Form $\frac{5}{11}R\frac{9}{5}$ ist selten und für Andreasberg neu[1]. G. vom Rath beobachtete sie zuerst an Krystallen von Bergen Hill[2].

Die kürzeren Endkanten von $\frac{5}{11}R\frac{9}{5}$ werden gerade abgestumpft durch das Rhomboëder $-\frac{1}{2}R$, welches parallel der Skalenoëderkante stark gestreift ist.

In minimaler Ausdehnung tritt das Grundrhomboëder auf R (10$\bar{1}$1). Die Flächen erscheinen als Parallelogramme, liegen daher in zwei Zonen, welche durch je eine Fläche der herrschenden Skalenoëder R11 und $\frac{5}{11}R\frac{9}{5}$ bestimmt sind.

Die 36 Flächen dieser vier Formen stehen in einem engen Zonenzusammenhang, der sich in der Linearprojection deutlich ausspricht. Sie liegen zu je 12 in einer Zone, deren Richtungen durch die kürzeren Endkanten von $\frac{5}{11}R\frac{9}{5}$ gegeben sind.

Ausserhalb dieser Zonen liegen die beiden übrigen Formen.

Das erste Prisma ∞R (10$\bar{1}$0) stumpft die Seitenecken von R11 mit schmalen viereckigen Flächen ab, welche eben und glänzend sind.

[1] Sansoni bestimmte die Form in 4 Combinationen von Andreasberg.

[2] Zeitschrift für Krystallographie Bd. I.

Digitized by Google

Die Basis oR (0001) von matter, feindrusiger Beschaffenheit, wurde bei der ersten Untersuchung der Krystalle übersehen, ist aber nachträglich mit einer stark vergrössernden Lupe deutlich beobachtet worden. Diese verspätete Entdeckung erklärt das Fehlen derselben in der Figur.

No. XIV.

R5, $\frac{2}{3}R\frac{4}{3}$, $R\frac{5}{3}$, 4R, ∞R, 11R, R, mR.
(3251), (7189), (4153), (4041), (10$\bar{1}$0), (11.0.$\bar{1}\bar{1}$.1), (10$\bar{1}$1), (—).

Taf. XX Fig. 3.

Eine dichte Gruppe glänzender, hellvioletter Kalkspathkrystalle sitzt auf einer Stufe, welche fast ganz aus krystallisirtem Kalkspath besteht, nur an den Seiten mit einem dünnen Überzug von Bleiglanz bekleidet ist. Mit Ausnahme zweier mit einander verwachsener, bis 3 cm. grosser Individuen, lassen die zahlreichen übrigen, sehr kleinen Kryställchen nur die Ausbildung des Scheitels erkennen. Jene grösseren schliessen in Form schwarzer Flecken etwas Bleiglanz ein und zeigen deutlich rothe Schichten von Eisenglanz parallel den Spaltflächen eingelagert, welche die violette Färbung bedingen. Die zahlreichen Spaltrisse verursachen, dass der Scheitel der Krystalle bei geeignetem Lichtauffall in bunten Farben schillert.

Vorherrschend sind ein steiles Skalenoëder als seitliche Begrenzung und ein dem Grundrhomboëder nahe stehendes Skalenoëder am Scheitel. Die übrigen Formen treten sämmtlich untergeordnet auf. Die Messungen wurden zum grossen Theil an einem 1 cm. grossen, von der Stufe abgelösten Krystall vorgenommen.

Das Skalenoëder R5 (3251), welches die seitliche Begrenzung bildet, gestattet wegen wellenförmiger Unebenheiten die Bestimmung vermittelst des Reflexionsgoniometers nicht, obwohl die Flächen glänzend sind. Mit dem Anlegegoniometer wurden die Flächenwinkel an den Endkanten gemessen, woraus sich die äusseren Winkel ergeben.

Gemessen	Mittel	Berechnet
R5 : R5 (31$\bar{5}$1 : 5$\bar{2}$31) =	45° 0′ 0″	45° 32′ 23″
R5 : R5 (3251 : 3$\bar{5}$21) =	71° 0′ 0″	70° 58′ 41″

Digitized by Google

R5 ist wohl das häufigste Skalenoëder zu Andreasberg. Zippe führt es von diesem Fundort in 24 Combinationen auf, sowohl vorherrschend als auch untergeordnet. Es liegt in der Seitenkantenzone von R, sowie von R3, welches mit ihm an Häufigkeit rivalisirt.

Das Skalenoëder am Scheitel $\frac{2}{3}R\frac{4}{3}$ (7189) ist verzerrt, so dass nicht alle Kanten in der Endecke zusammenstossen. Die sehr glatten, glänzenden Flächen haben eine zarte Streifung parallel den kürzeren Endkanten. Durch Reflexion wurden die Flächenwinkel an den Endkanten bestimmt.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$\frac{2}{3}R\frac{4}{3}$: $\frac{2}{3}R\frac{4}{3}$ (7189 : 8$\bar{1}$79) =	8° 23′ 0″	0° 5′ 0″	8° 23′ 16″
$\frac{2}{3}R\frac{4}{3}$: $\frac{2}{3}R\frac{4}{3}$ (7189 : 78$\bar{1}$9) =	61° 38′ 12″	0° 7′ 20″	61° 34′ 57″

Da die Spaltfläche durch zwei kürzere Endkanten geht, so besteht zwischen dem Skalenoëder und dem Grundrhomboëder eine bestimmte Beziehung.

Heisst das Symbol des Skalenoëders allgemein (k.h—k.$\bar{h}$.l), so erhält man für das betreffende Rhomboëder das Symbol (2h—k.0.$\overline{2h-k}$.l). Wenn wir in dem gegebenen Falle von $\frac{2}{3}R\frac{4}{3}$ ausgehen, kommen wir auf das Grundrhomboëder, wodurch $\frac{2}{3}R\frac{4}{3}$ bestätigt wird.

Untergeordnet tritt ein Skalenoëder $R\frac{5}{3}$ (4153) dort auf, wo die längeren Endkanten der beiden Hauptformen sich begegnen würden. Die Flächen sind stellenweise glänzend ohne Streifung, zum Theil wie geätzt und rissig parallel den Combinationskanten mit R5. Gemessen wurden die Flächenwinkel an den Endkanten.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$R\frac{5}{3}$: $R\frac{5}{3}$ (4153 : 5$\bar{1}\bar{4}$3) =	17° 21′ 42″	0° 3′ 0″	18° 7′ 10″
$R\frac{5}{3}$: $R\frac{5}{3}$ (4153 : $\bar{4}$5$\bar{1}$3) =	78° 5′ 40″	0° 1′ 30″	78° 4′ 41″

$R\frac{5}{3}$ ist eine ziemlich häufige Form[1].

Die längeren Endkanten von R5 werden durch das Rhomboëder 4R (40$\bar{4}$1) abgestumpft, dessen Flächen theilweise eben und glänzend, theilweise unterbrochen und unregelmässig horizontal gestreift sind. Der Flächenwinkel an der Endkante liess sich annähernd messen, wodurch das

[1] Sansoni führt $R\frac{5}{3}$ in 16 Combinationen von Andreasberg an.

Digitized by Google

Rhomboëder bestätigt wird, welches schon als gerade Abstumpfung der Skalenoëderkante bestimmt ist.

Gemessen	Mittel	Berechnet
4R : 4R (40$\bar{4}$1 : $\bar{4}$401) =	114° 0′ 0″	114° 10′ 18″

In ganz minimaler Ausdehnung, die Combinationsecken von 4R und R$\frac{5}{3}$ abstumpfend, tritt das Grundrhomboëder R (10$\bar{1}$1) auf, welches sich aus der Neigung zu 4R leicht bestimmen liess.

Die Seitenecken von R5 werden durch dreiseitige Flächen mit metallähnlichem Glanz abgestumpft. Sie gehören dem ersten Prisma ∞R (10$\bar{1}$0) an, welches durch die folgende Messung bestimmt wurde:

Gemessen	Mittel	Berechnet
∞R : ∞R (10$\bar{1}$0 : $\bar{1}$100) =	120° 2′ 0″	120° 0′ 0″

An der kürzeren Endkante von R5, welche von der oberen Spitze ausgeht, sitzen unter der Prismenfläche noch zwei Rhomboëderflächen. Die grössere ist gebogen mit treppenähnlichem Aufbau (mR); da sie nicht näher bestimmbar ist, so wurde sie in der Zeichnung weggelassen.

Von vorzüglicher Ausbildung, besonders an einem isolirten Spaltungsstücke, ist die andere Form, welche eine schmale Abstumpfung der Combinationskanten des erwähnten Rhomboëders mR und des ersten Prismas ∞R bildet.

Die Bestimmung gründet sich auf die Messung der Neigung zum ersten Prisma und ergab das Rhomboëder 11R (11.0.$\bar{1}$1.1).

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
11R : ∞R (0.11.$\bar{1}\bar{1}$.1 : 01$\bar{1}$0) =	5° 20′ 0″	0° 2′ 0″	5° 15′ 55″

11R ist eine neue Form, da nur das Gegenrhomboëder —11R bekannt ist[1].

No. XV.

oR, ∞P2, ∞R, —R7, $\frac{1}{3}$R$\frac{7}{3}$.

(0001), (11$\bar{2}$0), (10$\bar{1}$0), (3471), (5279).

Taf. XIX Fig. 2.

Über eine 4.5 cm. breite und 1 cm. dicke Tafel, die seitlich von beiden Prismen und einem Skalenoëder begrenzt

[1] —11R wurde an Andreasberger Krystallen neuerdings erst von Sansoni bestimmt.

Digitized by Google

ist, erhebt sich ein stumpfes Skalenoëder, welches in diesem Falle wohl als Kernkrystall und nicht als Fortwachsung anzusehen ist, da man auf der unteren Seite der Tafel die Fortsetzung verfolgen kann. Hier heftet sich ausserdem ein ganzer Krystallstock kleinerer Täfelchen an. Die ursprüngliche Anwachsstelle des Hauptkrystalls ist mit einem dünnen schwarzen Überzug bekleidet. Das ganze Stück ist trübe und undurchsichtig.

Die Basis oR (0001) ist matt, weisslich, von blättriger bis schuppiger Beschaffenheit.

An der seitlichen Begrenzung herrscht das zweite Prisma vor $\infty P2$ (11$\bar{2}$0), welches ausnahmsweise ungestreift ist und schwachen Fettglanz besitzt. Durch stärkeren Glanz zeichnen sich die Flächen des ersten Prismas ∞R (10$\bar{1}$0) aus.

Untergeordnet treten 12 kleine dreiseitige Flächen auf, welche dem Skalenoëder $-R7$ (3471) angehören, einer neuen Form, zu der das positive Skalenoëder R7 schon bekannt ist. Die schwach glänzenden Flächen sind etwas gewölbt, weshalb die Combinationskanten mit $\infty P2$ nicht scharf erscheinen. Es wurden die Flächenwinkel an der längeren Endkante und der Seitenkante gemessen. Da die Messungen, namentlich für den ersteren stark differiren, so kann die Form nur als wahrscheinlich bezeichnet werden.

Gemessen	Mittel	Berechnet
$-R7 : -R7\ (3471 : 3\bar{7}\bar{4}1) =$	24° 3′ 0″	21° 7′ 27″
$-R7 : -R7\ (3471 : 43\bar{7}1) =$	49° 50′ 40″	49° 50′ 5″

Der Kernkrystall wird von dem Skalenoëder $\frac{1}{3}R\frac{7}{3}$ (5279) gebildet, welches stark verzerrt und wie mit Öl bestrichen aussieht. Trotzdem liefert es schwache Reflexe, so dass die Flächenwinkel an den Endkanten bestimmt werden konnten.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$\frac{1}{3}R\frac{7}{3} : \frac{1}{3}R\frac{7}{3}\ (5279 : 7\bar{3}\bar{5}9) =$	18° 39′ 0″	0° 2′ 30″	18° 1′ 34″
$\frac{1}{3}R\frac{7}{3} : \frac{1}{3}R\frac{7}{3}\ (5279 : 5\bar{7}\bar{2}9) =$	46° 49′ 0″	0° 4′ 0″	46° 6′ 51″

No. XVI.

Taf. XIX Fig. 3.

Ein 8 cm. langes, 5 cm. breites und 3 cm. hohes Stück krystallisirten Kalkspaths ist an einer Seite mit braunem Eisenoxydhydrat dünn überzogen und besteht der Hauptmasse

Digitized by Google

nach nur aus einem verzerrten, mit schaliger Fortwachsung versehenen Individuum, dessen krystallographische Deutung einige Schwierigkeit macht. Neben diesem grossen Individuum sitzt auf einer unteren, sich tafelförmig vorstreckenden Schicht ein kleiner 1 cm. grosser Krystall, welcher im Ganzen die Combination des ersteren in besserer Ausbildung wiederholt. Er konnte nach glücklicher Isolirung zur Messung benutzt werden.

Wir haben einen Kernkrystall von einer Hülle zu unterscheiden. Die Zeichnung stellt die Umhüllung geschlossen dar, während sie in Wirklichkeit den Kern hufeisenförmig umgiebt, so dass an der geöffneten Stelle seine seitliche Begrenzung sichtbar wird.

Der Kernkrystall für sich betrachtet bietet folgende Combination dar:

$$\tfrac{7}{10}R\tfrac{9}{7},\quad \infty P2,\quad \infty R,\quad -\tfrac{1}{2}R,\quad oR.$$
$$(8.1.\bar{9}.10),\ (11\bar{2}0),\ (10\bar{1}0),\ (01\bar{1}2),\ (0001).$$

In der Zeichnung ist nur der Theil sichtbar, welcher von den Formen $\frac{7}{10}R\frac{9}{7}$, $-\frac{1}{2}R$, oR begrenzt wird. Die Basis habe ich weggelassen, da sie so klein ist, dass sie nur mit starker Übertreibung hätte wiedergegeben werden können.

Bei der Bestimmung geht man von dem Rhomboëder $-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$ aus, welches die kürzeren Endkanten des vorherrschenden Skalenoëders gerade abstumpft und ausnahmsweise ungestreift und stark glänzend ist. Der Flächenwinkel an der Endkante wurde gemessen.

	Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-\frac{1}{2}R : -\frac{1}{2}R\ (01\bar{1}2 : 1\bar{1}02)$	=	45° 3′ 0″	0° 1′ 0″	45° 3′ 0″

Das Skalenoëder $\frac{7}{10}R\frac{9}{7}$ $(8.1.\bar{9}.10)$ ist glänzend, parallel den kürzeren Endkanten gestreift und mehrfach geknickt, so dass eigentlich eine Zone von mindestens drei Skalenoëdern vorliegt. Es liess sich jedoch nur eins derselben bestimmen, welches am deutlichsten ausgebildet und in der Zone das letzte ist, wenn man von einer Fläche von $-\frac{1}{2}R$ ausgeht. Bestimmt wurde der Winkel einer Skalenoëderfläche mit $-\frac{1}{2}R$ und ausserdem der Flächenwinkel an der längeren Endkante.

Digitized by Google

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$\frac{1}{10}R\frac{9}{7} : -\frac{1}{2}R$ (8.1.$\bar{9}$.10 : 0.1.$\bar{1}$.2) =	30° 34′ 0″	0° 4′ 30″	31° 30′ 20″
$\frac{7}{10}R\frac{9}{7} : \frac{7}{10}R\frac{9}{7}$ (8.1.$\bar{9}$.10 : 9.$\bar{1}$.$\bar{8}$.10) =	6° 52′ 30″	0° 1′ 30″	7° 29′ 27″

Von den in der Zeichnung nicht sichtbaren Formen des Kerns — $\infty P2$ und ∞R — herrscht das zweite Prisma vor, welches schwach glänzend und gestreift ist. Die Anlage zu einem Skalenoëder macht sich durch die Knickung der oberen Theile und ferner dadurch kenntlich, dass die Combinationskanten mit dem untergeordneten, hellglänzenden ersten Prisma, da wo jene Knickung stattfindet, schwach convergiren.

Die durch Fortwachsung entstandene Umhüllung ist von folgenden Formen begrenzt:

$$oR, \quad \infty R, \quad -\tfrac{8}{3}R.$$
$$(0001), \quad (10\bar{1}0), \quad (03\bar{3}2).$$

Das zweite Prisma des Kerns ist also durch die starke Ausdehnung von ∞R und das Hinzutreten des Rhomboëders $-\frac{8}{3}R$ vollständig verdeckt.

Die Basis oR (0001) ist rauh und schwach glänzend.

∞R (10$\bar{1}$0) zeigt starken Glanz, und man kann hier deutlich erkennen, dass Subindividuen die Ursache der so häufig auf den Flächen des ersten Prismas auftretenden zarten Zeichnungen sind.

Das Rhomboëder $-\frac{8}{3}R$ (0332) besitzt glänzende bis fettglänzende, etwas gebogene Flächen, deren Neigung zum ersten Prisma bestimmt wurde.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-\frac{8}{3}R : \infty R$ (03$\bar{3}$2 : 01$\bar{1}$0) =	34° 1′ 40″	0° 2′ 20″	34° 3′ 5″

No. XVII.

$$-\tfrac{8}{7}R\tfrac{7}{4}, \quad oR, \quad -\tfrac{11}{6}R, \quad -mR.$$
$$(3.11.\bar{14}.7), \quad (0001), \quad (0.11.\bar{11}.6), \quad (--).$$

Taf. XIX Fig. 8.

Auf Bleiglanz mit derbem Kalkspath, begleitet von weissem wie zerfressenen Quarz, sitzen meist 0.5—2 cm. grosse, wasserhelle, glänzende Krystalle, die parallel der Hauptaxe von einem schwach weissen Kern durchzogen sind.

Die vorherrschende Form bildet ein neues Skalenoëder

Digitized by Google

$-\frac{8}{7}R\frac{7}{4}$ (3.11.$\bar{1}$4.7), dessen Flächen glatt, aber namentlich an den längeren Endkanten, die durch ein Rhomboëder abgestumpft werden, etwas convex sind, daher die gemessenen Winkel mit den berechneten die für eine neue Form wünschenswerthe genauere Übereinstimmung nicht besitzen. Gemessen wurden die Flächenwinkel an der längeren Endkante und der Seitenkante.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-\frac{8}{7}R\frac{7}{4}$: $-\frac{8}{7}R\frac{7}{4}$ (3.11.$\bar{1}$4.7 : 3.14.$\bar{1}$1.7)	20° 37′ 0″	0° 2′ 0″	20° 29′ 29″
$-\frac{8}{7}R\frac{7}{4}$: $-\frac{8}{7}R\frac{7}{4}$ (3.11.$\bar{1}$4.7 : 11. 3.$\bar{1}$4.7)	67° 11′ 45″	0° 3′ 15″	67° 47′ 27″

Das Rhomboëder, welches die längeren Endkanten abstumpft, bildet keine scharfen Combinationskanten mit dem Skalenoëder und ist bei den grösseren Krystallen in der Richtung der längeren Endkanten gerieft.

Die Bestimmung geschah an einem nur wenige Millimeter grossen Individuum, dessen Rhomboëderflächen ganz eben sind und eine genaue Messung der Neigung zur erzeugten Spaltfläche gestatteten, woraus sich das Rhomboëder $-\frac{1}{8}R$ (0.11.$\bar{1}$1.1) ergab.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-\frac{1}{8}R$: R (0.11.$\bar{1}$1.1 : 01$\bar{1}$1)	74° 22′ 0″	0° 1′ 0″	74° 19′ 50″

Das Rhomboëder $-\frac{1}{8}R$ ist neu. Bei einigen grösseren Krystallen geht der obere Theil der Rhomboëderflächen $-\frac{1}{8}R$ allmählich in ein etwas stumpferes, unbestimmbares Rhomboëder —mR über, welches in der Figur fehlt.

Die den Krystall abschliessende Basis oR (0001) ist eben und von matt weisser Farbe.

No. XVIII.

$-\frac{8}{7}R2$, oR, —2R, $-\frac{7}{8}R$.

(4.12.$\bar{1}$6.7), (0001), (02$\bar{2}$1), (07$\bar{7}$5).

Taf. XIX Fig. 7.

Auf derbem Bleiglanz, begleitet von Quarz, befinden sich fast ganz ausgebildete, bis 1 cm. grosse Krystalle. Sie schliessen einen weissen Kern ein, der oben von der Basis begrenzt wird und sich parallel der Hauptaxe durch den ganzen Krystall erstreckt. Die übrigen Theile sind wasserhell durchsichtig.

Digitized by Google

Den Habitus bestimmt hauptsächlich ein Skalenoëder mit glänzenden Flächen, welche gewölbt sind, so dass sie keine genaue Winkelmessung gestatten. Die Messresultate differiren um ca. einen Grad; doch kommen die Werthe den Winkeln für das Skalenoëder $-\frac{8}{7}R2$ (4.12.$\bar{1}$6.7) am nächsten, so dass diese Form hier wahrscheinlich vorliegt.

$-\frac{8}{7}R2$ ist ziemlich häufig und wurde von Lévy zuerst an Andreasberger Krystallen beobachtet. In der von Zippe angeführten Combination (Fig. 70) zeigt es gleichfalls convexe Flächen.

Demnächst den Typus bestimmend, tritt die Basis oR (0001) hinzu mit der für den Fundort charakteristischen matt weissen Farbe.

Ziemlich gross ausgebildet ist ferner das die längeren Endkanten von $-\frac{8}{7}R2$ gerade abstumpfende Rhomboëder $-2R$ (02$\bar{2}$1). Die Flächen bilden keine scharfen Combinationskanten mit dem Skalenoëder und zeigen eine von oben nach unten verlaufende nicht geradlinige Furchung. Es wurde zur Controle der Flächenwinkel an der Endkante gemessen.

	Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-2R : -2R$ (02$\bar{2}$1 : 2$\bar{2}$01)	=	100° 59′ 3″	0° 5′ 0″	101° 9′ 5″

Es erzeugt ferner eine Spaltfläche, welche zwei Rhomboëderflächen trifft, mit diesen parallele Combinationskanten, wodurch $-2R$ gleichfalls bestätigt wird.

Ein etwas stumpferes Rhomboëder liegt über $-2R$. Dasselbe zeigt ähnliche Furchung als das vorige. Aus der bestimmten Neigung zu $-2R$ ergab sich das Rhomboëder $-\frac{1}{5}R$ (0775).

	Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-\frac{1}{5}R : -2R$ (0775 : 02$\bar{2}$1)	=	8° 57′ 30″	0° 7′ 0″	9° 1′ 44″

$-\frac{1}{5}R$ wurde zuerst am Kalkspath von Weiss beobachtet[1], und Lévy bestätigte dasselbe an Andreasberger Krystallen.

Die beschriebene Combination hat grosse Ähnlichkeit mit der von Zippe (Fig. 70) angeführten. Nur tritt dort das zweite Prisma $\infty P2$ hinzu, und das Rhomboëder $-\frac{1}{5}R$ wird ersetzt durch $-\frac{8}{7}R$.

[1] Abhandl. Berliner Akad. 1836.

Digitized by Google

No. XIX.

$-\frac{1}{8}R7$, $-R\frac{7}{3}$, ∞R, $-mR$, $-2R$, $-\frac{8}{7}R$, mRn, oR.
(3475), (2573), (10$\bar{1}$0), (—), (02$\bar{2}$1), (08$\bar{8}$7), (—), (0001).

Taf. XXI Fig. 4.

Auf einer kleinen Stufe von Kalkspath, Bleiglanz, Quarz und Kupferkies[1] sitzen viele bis über 1 cm. grosse, glasglänzende Krystalle. In der Mitte jedes Individuums tritt eine horizontale Zone durch dunklere Färbung hervor, die erkennen lässt, dass ursprünglich tafelförmige Krystalle vorgelegen haben, und der jetzige skalenoëdrische Typus jüngerer Bildung ist. Die Seitenkanten sind häufig, die Endkanten seltener gekerbt.

Durch eigenthümliche Wachsthumserscheinung zeichnet sich ein Individuum aus. Die Neubildung über der ursprünglichen Tafelform scheint hier unvollendet zu sein; indem sie am Rande, aber nicht an allen Punkten gleichmässig begonnen hat, sind Einkerbungen entstanden. Gleichzeitig hat eine Fortwachsung auf der Mitte der Tafel stattgefunden und mehrere Höcker erzeugt. Das Ganze gleicht der Form eines Backzahnes.

Der Habitus wird von einem Skalenoëder beherrscht, welches glatte Flächen ohne Streifung besitzt. Trotzdem reflectiren letztere das Licht nicht, sondern sehen wie schwach angehaucht aus. Ausserdem lassen sie gegen die Seitenkanten eine schwach bauchige Wölbung wahrnehmen. Die Messung der Flächenwinkel an den Endkanten wurde nur durch Aufkleben von Deckgläschen ermöglicht. Die Berechnung ergab das Skalenoëder $-\frac{1}{8}R7$ (3475), für welches die gemessenen Winkel mit den berechneten freilich der Art der Bestimmung entsprechend differiren.

Gemessen	Mittel	Berechnet
$-\frac{1}{8}R7 : -\frac{1}{8}R7$ (3475 : 3$\bar{7}$45)	= 37° 43′ 0″	38° 18′ 40″
$-\frac{1}{8}R7 : -\frac{1}{8}R7$ (3475 : 7$\bar{4}$35)	= 51° 37′ 0″	51° 58′ 25″

$-\frac{1}{8}R7$ wurde von Hausmann an einer Andreasberger Combination entdeckt und seitdem nicht wieder beobachtet[2].

[1] Kupferkies sehr spärlich, so dass man nur bei sorgfältiger Durchmusterung mit der Lupe kleine Kryställchen wahrnimmt.

[2] Sansoni bestimmte $-\frac{1}{8}R7$ in drei Combinationen: No. 65, No. 99, No. 104.

Digitized by Google

An den Seitenecken von $-\frac{1}{3}R7$ stellt sich eine Reihe von untergeordneten Formen ein. Zunächst tritt eine Abstumpfung durch glänzende Flächen des ersten Prismas ∞R $(10\bar{1}0)$ auf, welches durch Messung des Flächenwinkels an der Prismenkante bestätigt wurde.

	Gemessen	Mittel	Berechnet
$\infty R : \infty R\ (10\bar{1}0 : 01\bar{1}0) =$	$59^\circ\ 58'\ 20''$		$60^\circ\ 0'\ 0''$

Über der Prismenfläche liegt an einer der unteren Seitenecken ein horizontal gestreiftes unbestimmbares Rhomboëder $-mR$, dessen Flächen fast mit den Prismenflächen zusammenfallen. In der Zone, welche durch ∞R und $-mR$ bestimmt wird, nach oben fortschreitend, folgen noch zwei Rhomboëder. Das nächste $-2R$ $(02\bar{2}1)$ mit sehr kleinen etwas gerundeten Flächen giebt einen höchst schwachen Reflex. Es wurde die Neigung zum ersten Prisma gemessen.

	Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-2R : \infty R\ (02\bar{2}1 : 01\bar{1}0) =$	$26^\circ\ 37'\ 0''$		$0^\circ\ 7'\ 0''$	$26^\circ\ 52'\ 44''$

Das andere Rhomboëder $-\frac{8}{7}R$ (0887) ist auf die längeren Endkanten von $-\frac{1}{3}R7$ gerade aufgesetzt und hat schmale, pfeilförmig zugespitzte Flächen. Der untere Theil derselben ist gerundet und lässt keine scharfen Combinationskanten mit den anliegenden Formen erkennen. Der obere ebene Theil hat hohen silberähnlichen Glanz und gestattete eine ziemlich genaue Messung des Flächenwinkels an der Endkante.

	Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-\frac{8}{7}R : -\frac{8}{7}R\ (0887 : 8807) =$	$80^\circ\ 52'\ 0''$		$0^\circ\ 2'\ 0''$	$80^\circ\ 45'\ 50''$

Dieses Rhomboëder ist an Andreasberger Krystallen nicht selten und wurde zuerst von Zippe bestimmt[1].

Zu beiden Seiten des Prismas ∞R treten die Flächen des Skalenoëders $-R\frac{7}{3}$ (2573) auf. Auch hier sind die Combinationskanten mit $-\frac{1}{3}R7$ nicht scharf, so dass die Partien an den Seitenecken der Combination gewölbt erscheinen und die kleinen, die Wölbung begrenzenden Flächen erst bei schärferer Betrachtung hervortreten. $-R\frac{7}{3}$ zeigt stellenweise hohen Glanz, während andere Theile matt und erodirt, wie

[1] Sansoni zählt 13 Combinationen auf, in denen $-\frac{8}{7}R$ vorkommt.

Digitized by Google

von einer Säure angeätzt erscheinen. Die Flächenwinkel an den Endkanten wurden gemessen.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-R\frac{7}{3} : -R\frac{7}{4}$ (2573 : $\bar{2}$753)	= 28° 27′ 0″	0° 8′ 0″	28° 52′ 43″
$-R\frac{7}{3} : -R\frac{7}{4}$ (2573 : 7$\bar{5}$23)	= 77° 20′ 0″	0° 5′ 0″	77° 7′ 40″

$-R\frac{7}{3}$ ist eine der selteneren Formen, die von NAUMANN zuerst bestimmt worden ist[1].

Der Scheitel der Krystalle ist nicht gut ausgebildet. Es scheint an einigen die unebene, matte Endfläche oR (0001) vorhanden zu sein.

Die längeren Endkanten von $-\frac{1}{3}R7$ werden endlich noch zugeschärft durch sehr schmale, nach unten zu beiden Seiten der Flächen von $-\frac{8}{7}R$ sich etwas verbreiternde Skalenoëderflächen. Sie sind federartig gestreift und concav gebogen, so dass die Kanten heller hervortreten. Auf eine Bestimmung der Form mRn musste verzichtet werden, daher sie auch in der Figur weggelassen ist.

No. XX.

R, —2R, $\frac{16}{3}P2$, $R\frac{13}{4}$, ∞R.

(10$\bar{1}$1), (0221), (8.8.$\bar{1}$6.3), (17.9.2$\bar{6}$.8), (10$\bar{1}$0).

Taf. XX Fig. 6.

Eine 6 cm. lange, 4 cm. breite Gruppe von knolliger Gestalt setzt sich aus einer grösseren Zahl parallel verwachsener Kalkspathkrystalle zusammen. An dem grösseren Theil des Stückes ist diese Verwachsung einzelner Individuen eine derartige, dass sich derselbe als einheitlicher Krystall ansehen lässt, der, mit rings geschlossener seitlicher Begrenzung, sich gegen den Scheitel hin in mehrere Rhomboëder theilt. Der Kalkspath wird von Bleiglanz, Fahlerz und Eisenkies in sehr kleinen, spärlichen Kryställchen begleitet.

Das Rhomboëder am Scheitel besitzt die grössten Flächen; sie sind von rauher, fein schuppiger Beschaffenheit und ausserdem wie besät mit scharf ausgebildeten, ganz kleinen, hellglänzenden Kryställchen von Harmotom oder Phillipsit. Die Flächen sind ausserdem gewölbt und in der Mitte geknickt;

[1] SANSONI zählt 4 Combinationen auf.

Digitized by Google

da die Spaltung denselben parallel geht, so liegt hier wohl ein dem Grundrhomboëder vicinales Skalenoëder vor, welches in der Zeichnung durch R (10$\bar{1}$1) vertreten ist.

Durch ebene und glänzende Flächen zeichnet sich ein zweites Rhomboëder aus, welches in der That mit R parallele Combinationskanten bildet, obwohl sich dies nicht direkt an dem grossen, unvollkommenen Individuum deutlich erkennen lässt. Erst durch Messung der Neigung zur erzeugten Spaltfläche wurde die Form als —2R (02$\bar{2}$1) sicher bestimmt.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
—2R : R (02$\bar{2}$1 : 01$\bar{1}$1) =	72° 23′ 30″	0° 7′ 20″	72° 16′ 10″

Sehr leicht liess sich ferner das untergeordnete, stark glänzende erste Prisma ∞R (10$\bar{1}$0), bestimmen, indem die Neigung zu —2R festgestellt wurde.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
∞R : —2R (02$\bar{2}$1 : 01$\bar{1}$0) =	27° 0′ 0″	0° 6′ 0″	26° 52′ 44″

Die beiden übrigen Formen — ein Skalenoëder und eine Pyramide zweiter Ordnung — boten grössere Schwierigkeiten bei der Bestimmung, da ihre Flächen zwar glänzend, aber gewölbt, uneben und rissig sind.

Von dem Skalenoëder R$^{3}_{4}$ (17 . 9 . 2$\bar{6}$. 8) wurden die Flächenwinkel an der Seitenkante und der längeren Endkante nach Aufkleben von Deckgläschen gemessen.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
R$^{3}_{4}$: R$^{3}_{4}$ (17.9.2$\bar{6}$.8 : 9.17.2$\bar{6}$.8) =	43° 51′ 20″	0° 1′ 20″	43° 44′ 48″
R$^{3}_{4}$: $\bar{R}^{3}_{4}$ (17.9.2$\bar{6}$.8 : 26. $\bar{9}$.$\bar{17}$.8) =	37° 28′ 0″	0° 2′ 0″	37° 28′ 24″

R$^{3}_{4}$ ist für Andreasberg neu[1]. Zippe (Fig. 65) beobachtete es zuerst an Krystallen auf einer Druse aus dem Hoffnungsbergbau bei Lissnic im ehemaligen Berauner Kreise.

Bei der Bestimmung der letzten Form stellte sich zunächst heraus, dass die Flächenwinkel an den beiden Endkanten gleich gross sind, also eine Pyramide zweiter Ordnung vorliegt. Ausser dem Flächenwinkel an der Endkante wurde noch der an der Seitenkante gemessen. Für beide Winkel konnten nur zwischen sehr weiten Grenzen schwankende Werthe ermittelt werden.

[1] Sansoni fand R$^{3}_{4}$ einmal, No. 17.

Digitized by Google

Gemessen	Grenzen der Messungen	Berechnet
$\frac{1}{3}^6$P2 : $\frac{1}{3}^6$P2 (8.8.$\bar{16}$.3 : 8.8.$\bar{16}$.$\bar{3}$)	= 21° 20′ 0″—24° 0′ 0″	24° 45′ 28″
$\frac{1}{3}^6$P2 : $\frac{1}{3}^6$P2 (8.8.$\bar{16}$.3 : 16.$\bar{8}$. $\bar{8}$.3)	= 55° 48′ 0″—58° 0′ 0″	58° 28′ 4″

Demnach erscheinen folgende drei bereits am Kalkspath beobachtete Pyramiden möglich:

6P2, 4P2, $\frac{1}{3}^6$P2.

Als jedoch die Zeichnung des Krystalls versucht wurde, stellte sich heraus, dass nur die Form $\frac{1}{3}^6$P2 (8 . 8 . $\bar{16}$. 3), welche zwischen den beiden ersteren liegt, vorhanden sein kann. Denn die Combinationskanten von R$\frac{1}{4}^3$ und 6P2 kreuzen sich fast rechtwinklig mit den am Krystall vorhandenen, diejenigen von R$\frac{1}{4}^3$ mit 4P2 nähern sich zu sehr der vertikalen Richtung, während schliesslich nach Eintragung von $\frac{1}{3}^6$P2 eine Zeichnung entstand, die ein richtiges Bild des vorliegenden Krystalls ergab.

$\frac{1}{3}^6$P2 ist an Andreasberger Krystallen nur einmal von G. vom Rath[1] beobachtet. An Krystallen von Agaëte auf Gran Canaria bestimmte Hessenberg diese Form[2].

No. XXI.

4R, ∞P2, —2R, oR, R$\frac{1}{3}^9$, R3, ∞R.

(40$\bar{4}$1), (11$\bar{2}$0), (02$\bar{2}$1), (0001), (11 . 8 . $\bar{1}$9 . 3), (21$\bar{3}$1), (10$\bar{1}$0).

Taf. XX Fig. 5.

Mehrere lose bis 4 cm. grosse, wasserhelle Kalkspathkrystalle sind von steilem rhomboëdrischen Habitus. An den Stellen, an denen sie aufgewachsen waren, lassen sich noch Reste der Unterlage — Kalkspath, Bleiglanz und Eisenoxydhydrat — wahrnehmen.

Das vorherrschende Rhomboëder 4R (40$\bar{4}$1) besitzt ebene Flächen, die das Licht vollkommen spiegeln, obwohl sie wie von einem dünnen Hauch überzogen erscheinen. Es wurden die Flächenwinkel an der Endkante und der Seitenkante gemessen.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
4R : 4R (40$\bar{4}$1 : $\bar{4}$401)	= 114° 12′ 0″	0° 1′ 20″	114° 10′ 18″
4R : 4R (40$\bar{4}$1 : 04$\bar{4}$1)	= 65° 48′ 30″	0° 0′ 30″	65° 49′ 42″

[1] Pogg. Ann. Bd. 132.

[2] Hessenberg, Mineralogische Notizen No. 9, 1870.

Digitized by Google

Die Seitenkanten werden durch das zweite Prisma ∞P2 (11$\bar{2}$0) gerade abgestumpft, welches gut ausgebildet, glänzend und parallel den Combinationskanten mit dem angrenzenden Skalenoëder zart gestreift ist. Die Parallelität der Combinationskanten mit 4R tritt bei den schmalen Flächen deutlich hervor.

Ferner bemerkt man eine gerade Abstumpfung der Endkanten von 4R, wonach auf das Rhomboëder —2R (02$\bar{2}$1) zu schliessen wäre. Da aber die Flächen convex sind und eine federartige Streifung erkennen lassen, so muss die Form als ein dem Rhomboëder —2R vicinales Skalenoëder aufgefasst werden, welches in der Zeichnung durch —2R ersetzt wurde.

Diese gerundeten Flächen verbreitern sich am Ende nach der Basis hin etwas, so dass die Tendenz zur Bildung eines stumpferen Rhomboëders an der Spitze vorhanden ist.

Zu beiden Seiten der Flächen von —2R in der Endkantenzone von 4R treten ganz schmale Flächen eines Skalenoëders auf, die stark glänzend sind und erst mit der Lupe eine feine Streifung parallel der Combinationskante mit dem angrenzenden Skalenoëder zeigen. Es wurde die Neigung zu 4R bestimmt und daraus das Skalenoëder R3 (21$\bar{3}$1) berechnet.

		Grösste Abweichung	
Gemessen	Mittel	vom Mittel	Berechnet
4R : R3 (40$\bar{4}$1 : 21$\bar{3}$1) =	19° 30′ 40″	0° 1′ 20″	19° 24′ 4″

Den Übergang von R3 zum zweiten Prisma vermittelt das Skalenoëder R$\frac{9}{5}$ (11 . 8 . $\bar{1}$9 . 3), welches im Sinne der Combinationskanten mit den beiden erwähnten Formen stark gestreift und mehrfach geknickt ist. Die Form wurde berechnet auf Grund zweier Winkel, welche eine Fläche mit zwei Flächen von 4R bildet. Da in Wirklichkeit an derartig stark gestreiften, geknickten Flächen sich mehrere Formen betheiligen, bei der Messung kleine Theile abgeblendet werden müssen und sich nicht feststellen lässt, ob die verschiedenen benutzten Theile einer Form angehören, so differiren die Winkel stark. Das Skalenoëder R$\frac{9}{5}$ fasst also hier die verschiedenen Flächenelemente in eine Form zusammen und kann daher nur als wahrscheinlich bezeichnet werden.

Gemessen	Mittel	Berechnet
R$\frac{9}{5}$: 4R (11 . 8 . $\bar{1}$9 . 3 : 40$\bar{4}$1) =	26° 16′ 15″	24° 30′ 4″
R$\frac{9}{5}$: 4R (11 . 8 . $\bar{1}$9 . 3 : $\bar{4}$401) =	91° 30′ 15″	92° 24′ 42″

Digitized by Google

Nach Irby ist $R\frac{1}{8}^9$ eine der sicher bestimmten Formen, und zwar beobachtete G. vom Rath[1] dieselbe an einem Andreasberger Krystall.

Die Seitenecken von 4R werden abgestumpft durch das erste Prisma ∞R (10$\bar{1}$0), dessen Flächen wegen der Krümmung des schmalen Theiles in —2R übergehen. Mit unbewaffnetem Auge betrachtet, erscheinen die Flächen lebhaft glänzend, geben aber auf dem Goniometer nur schwache Reflexe. Die Neigung zu 4R wurde bestimmt.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$\infty R : 4R$ (10$\bar{1}$0 : 40$\bar{4}$1) =	13° 37′ 0″	0° 3′ 20″	14° 13′ 16″

Trotz der Abweichung von der verticalen Richtung um 0° 36′ 16″ ist das Vorhandensein eines sehr steilen Rhomboëders nicht anzunehmen. 28R ist das steilste von den bisher sicher bestimmten und seine Abweichung von der Verticalen beträgt 2° 3′ 54″. Ausserdem würden sich in diesem Falle dreistellige Indices ergeben.

Die Endecken des Krystalls sind durch die matte, rauhe Endfläche oR (0001) gerade abgestumpft.

No. XXII.

4R, $\infty P2$, R5, R3, 7R, 16R.

(40$\bar{4}$1), (11$\bar{2}$0), (32$\bar{5}$1), (21$\bar{3}$1), (70$\bar{7}$1), (16 . 0 . $\bar{1}$6 . 1).

Taf. XXI Fig. 1.

Die vorliegenden Krystalle, durch mehrere Drusen vertreten, gehören zu den ausgezeichneten, grösseren Schaustücken der Sammlung. Sie sitzen auf blättrigem Kalkspath mit Adern von Eisenkies, der nach aussen in kleine Krystallgruppen übergeht. Die Krystalle sind bis 5 cm. gross, wasserhell durchsichtig, von steilem rhomboëdrischen Habitus und ausserordentlich reich an Spaltungsrissen.

Vorherrschend ist das Rhomboëder 4R (40$\bar{4}$1) mit ebenen, stark glänzenden Flächen.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
4R : 4R (40$\bar{4}$1 : $\bar{4}$401) =	114° 12′ 10″	0° 1° 20″	114° 10′ 18″

[1] Pogg. Ann. Bd. 132.

Digitized by Google

Die Seitenkanten sind durch das zweite Prisma $\infty P2$ (1120) gerade abgestumpft, wie durch Messung der Neigungen zu den anliegenden Rhomboëderflächen festgestellt wurde. Deutlich ausgebildet ist nur die obere Hälfte der Krystalle, da sie sehr gedrängt stehen und nach dem Isoliren viele Druckflächen zeigen. Infolge dessen sieht man nicht viel von den Prismenflächen, und die Parallelität der Kanten wird noch durch starke Streifung parallel der Combinationskante mit R5 und vielfachen Treppenwechsel undeutlich.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$\infty P2 : 4R$ $(11\bar{2}0 : 40\bar{4}1)$	$= 32^\circ\ 55'\ 20''$	$0^\circ\ 4'\ 0''$	$32^\circ\ 54'\ 51''$
$\infty P2 : 4R$ $(11\bar{2}0 : 0\bar{4}\bar{4}1)$	$= 32^\circ\ 52'\ 55''$	$0^\circ\ 3'\ 0''$	$32^\circ\ 54'\ 51''$

Sehr schmale Flächen des Skalenoëders R3 (21$\bar{3}$1) treten als Zuschärfung der Endkanten von 4R auf und sind parallel den Combinationskanten mit R5 gestreift. Gemessen wurde der Flächenwinkel an der kürzeren Endkante, und durch die Lage in der Endkantenzone des Rhomboëders 4R wurde das Zeichen festgestellt.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
R3 : R3 $(21\bar{3}1 : \bar{2}311)$	$= 75^\circ\ 11'\ 46''$	$0^\circ\ 5'\ 0''$	$75^\circ\ 22'\ 11''$

In den Zonen, welche durch R3 und $\infty P2$ bestimmt werden, liegt das Skalenoëder R5 (32$\bar{5}$1) mit starker Streifung parallel den Zonenaxen. Da die Flächen unvollkommen ausgebildet sind, besonders Krümmung zeigen und allmählich in das zweite Prisma übergehen, liess sich der Flächenwinkel an der kürzeren Endkante nicht bestimmen, sondern es mussten die Neigungen einer Skalenoëderfläche zu zwei gut ausgebildeten Flächen des bekannten vorherrschenden Rhomboëders 4R gemessen werden. Die sehr umständliche Rechnung führte auf ein neues Skalenoëder $\frac{3}{4}R7$ (12 . 9 . $2\bar{1}$. 4). Da die Reflexe von der Skalenoëderfläche sehr ausgedehnt sind, das Verhältniss der Indices sich von dem des Skalenoëders R5 (32$\bar{5}$1) wenig unterscheidet, und R5 in der Zone liegt, welche von R3 und $\infty P2$ bestimmt wird, so glaube ich, dass in der That R5 und nicht die oben berechnete neue Form zu Grunde liegt.

Gemessen	Mittel	Berechnet
R5 : 4R $(32\bar{5}1 : 40\bar{4}1)$	$= 23^\circ\ 27'\ 30''$	$22^\circ\ 46'\ 12''$
R5 : 4R $(32\bar{5}1 : \bar{4}401)$	$= 92^\circ\ 30'\ 15''$	$93^\circ\ 1'\ 43''$

Digitized by Google

Ganz untergeordnet treten an den Seitenecken von 4R zwei Rhomboëder auf, die ohne Lupe kaum wahrzunehmen sind. Infolge der horizontalen Streifung und der minimalen Ausdehnung erhält man nur schwache Reflexe. Die Neigung zu 4R wurde für beide Formen gemessen, woraus sich die Rhomboëder 7R (7071) und 16R (16 . 0 . $\bar{1}\bar{6}$. 1) berechneten.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
7R : 4R (7071 : 40$\bar{4}$1)	= 5° 43′ 15″	0° 7′ 0″	5° 58′ 51″
16R : 4R (16 . 0 . $\bar{1}\bar{6}$. 1 : 40$\bar{4}$1)	= 10° 35′ 10″	0° 2′ 0″	10° 35′ 45″

7R ist eine für Andreasberg neue Form.

No. XXIII.

R5, $-\frac{1}{3}$R3, $\frac{14}{37}$R$\frac{5}{7}$, oR.

(32$\bar{5}$1), (12$\bar{3}$5), (22 . 8 . 3$\bar{0}$. 37), (0001).

Taf. XXI Fig. 3.

Auf derbem, von Bleiglanz begleitetem Kalkspath, der einen fleckigen Überzug von Eisenoxydhydrat zeigt, sind kleine bis 1 cm. grosse Krystalle von skalenoëdrischem Habitus aufgewachsen. Sie sind glasglänzend und im Innern weiss getrübt, so dass nur der obere Theil durchsichtig ist. Die Endigung bildet ein stumpfes Skalenoëder, welches jedoch von einem spitzeren durchbrochen wird, so dass wir einen Kern und eine äussere Hülle unterscheiden können.

Der Habitus wird bestimmt durch das Skalenoëder R5 (32$\bar{5}$1), dessen Flächen glänzend, aber uneben, erodirt und senkrecht zu den Seitenkanten geschrammt sind, so dass eine genaue Bestimmung der Flächenwinkel an den Endkanten unmöglich war. Es ergab sich, dass der kleinere Winkel annähernd für R5 passte, während der andere immer zu klein gefunden wurde. Obwohl beide Winkel besser für R$\frac{16}{3}$ zu passen scheinen, glaube ich doch, dass hier R5 zu Grunde liegt, eine Form, welche zu Andreasberg ganz gewöhnlich und zwar häufig als Träger von Combinationen auftritt, während R$\frac{16}{3}$ eine seltene Form ist, deren Bestimmung durch Hessenberg [1] nach Irby's Meinung nicht ganz sicher erscheint.

Die Endigung der Hülle wird durch das Skalenoëder

[1] Mineralogische Notizen No. 5, 1863.

Digitized by Google

$-\frac{1}{5}R3$ (1235) gebildet, welches parallel den längeren Endkanten gestreift ist und mehrfach wie zerfressene Stellen zeigt. Nach Abblendung geeigneter Flächentheile liessen sich die Flächenwinkel an den Endkanten gut bestimmen.

Gemessen	Mittel	Berechnet
$-\frac{1}{5}R3 : -\frac{1}{5}R3$ (1235 : $\bar{1}3\bar{2}5$)	= 17° 25′ 30″	17° 25′ 26″
$-\frac{1}{5}R3 : -\frac{1}{5}R3$ (1235 : $3\bar{2}\bar{1}5$)	= 35° 14′ 0″	35° 16′ 4″

$-\frac{1}{5}R3$ ist an Andreasberger Krystallen von Des Cloizeaux (Fig. 267) bestimmt worden, war aber schon Hauy (Fig. 38) bekannt[1].

Der Kern, welcher das Skalenoëder $-\frac{1}{5}R3$ durchbricht, zeigt ein Skalenoëder mit ganz ebenen, stark glänzenden Flächen, so dass die verschiedenen Messungen der Flächenwinkel an den Endkanten fast übereinstimmende Resultate lieferten. Die Rechnung ergab das Skalenoëder $\frac{1}{37}R\frac{15}{7}$ (22 . 8 . 30 . 37), welches neu ist. Aus der Linearprojection ergiebt sich, dass es der Form $\frac{2}{5}R2$ (31$\bar{4}$5) ziemlich nahe liegt, und man würde gewiss diese annehmen, wenn nicht die Vollkommenheit der Messung jeden Zweifel ausschlösse.

Gemessen	Mittel	Berechnet
$\frac{1}{37}R\frac{15}{7} : \frac{1}{37}R\frac{15}{7}$ (22.8.$\bar{3}$0.37 : 30. $\bar{8}$.2$\bar{2}$.37)	= 17° 13′ 15″	17° 15′ 50″
$\frac{1}{37}R\frac{15}{7} : \frac{1}{37}R\frac{15}{7}$ (22.8.$\bar{3}$0.37 : $\bar{2}$2.30. $\bar{8}$.37)	= 48° 52′ 0″	48° 45′ 14″

$\frac{2}{5}R2$ verlangt folgende Winkel:

(31$\bar{4}$5 : 4$\bar{1}$35) = 16° 0′ 23″
(31$\bar{4}$5 : 3$\bar{4}\bar{1}$5) = 49° 22′ 37″

An diesem Skalenoëder wurde nachträglich die minimal ausgebildete matte Basis erkannt, welche in der Figur fehlt.

No. XXIV.

R9, $-\frac{2}{4}R$, R oR, $\infty P2$.
(5$\bar{4}$91), (0991), (10$\bar{1}$1), (0001), (11$\bar{2}$0).
Taf. XXI Fig. 2.

Mit Bleiglanz imprägnirter, zerhackter Quarz, welcher seinerseits auf rein weissen, zerhackten Quarz mit Büscheln von Federerz folgt, bildet die Unterlage vieler kleiner bis 1 cm. langer, spiessiger, wasserheller und glänzender Krystalle.

[1] $-\frac{1}{5}R3$ fehlt bei Sansoni in der Tabelle der Formen von Andreasberg.

Digitized by Google

Träger der Combination ist ein steiles Skalenoëder R9 (5491) mit nicht ganz ebenen, parallel den Seitenkanten unregelmässig wellig gestreiften Flächen. Die Bestimmung der Flächenwinkel an den Endkanten ergab bei einem gut ausgebildeten Individuum ziemlich befriedigende Resultate.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
R9 : R9 (5491 : 9451)	= 52° 10′ 15″	0° 1′ 0″	52° 11′ 15″
R9 : R9 (5491 : 5941)	= 66° 34′ 30″	0° 2′ 0″	66° 42′ 26″

Ob eine gerade Abstumpfung der Seitenkanten durch das zweite Prisma ∞P2 (11$\bar{2}$0) vorhanden ist, lässt sich nicht sicher entscheiden, da die meisten Krystalle so aufgewachsen sind, dass dieser Theil nicht zur Ausbildung gelangte. Da aber an den wenigen in horizontaler Lage aufgewachsenen Krystallen die Seitenkanten abgerundet sind, so liegt jedenfalls die Neigung zur Bildung der Form vor.

Am Scheitel treten zwei deutlich ausgebildete Rhomboëder auf, von denen das kleinere mit seinen schmalen, nach der Spitze sich ein wenig verbreiternden, ebenen und stark glänzenden Flächen zur Bestimmung gelangte. Aus dem gemessenen Flächenwinkel an der Endkante ergab sich das Grundrhomboëder R (10$\bar{1}$1).

Gemessen	Mittel	Berechnet
R : R (10$\bar{1}$1 : $\bar{1}$101)	= 74° 56′ 0″	74° 55′ 0″

Die Flächen des anderen Rhomboëders sind grösser, aber durch Bedeckung mit Subindividuen uneben. Die Struktur der Flächen könnte man in der Zeichnung dadurch veranschaulichen, dass man in der Richtung der längeren Diagonalen der als Vierecke begrenzten Flächen kurze, dicke Kommata in grosser Zahl auftrüge. Wären die Grundrhomboëderflächen eine gerade Abstumpfung der Endkanten dieser Form, d. h. wären die Combinationskanten mit der letzteren parallel, so würde das Rhomboëder —2R vorliegen. Da aber diese Kanten nach der Spitze etwas divergiren, so handelt es sich um ein etwas steileres. Es wurde der Flächenwinkel an der Endkante gemessen und aus dem Mittel von sieben Messungen ergab sich das Rhomboëder —$\frac{9}{4}$R (09$\bar{9}$4).

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
—$\frac{9}{4}$R : —$\frac{9}{4}$R (09$\bar{9}$4 : 9$\bar{5}$04)	= 104° 25″ 45″	0° 20′ 0″	104° 17′ 37″

Digitized by Google

Ausser diesen Formen tritt auch noch die matte, rauhe Basis oR (0001) in geringer Ausdehnung auf. Sie fehlt in der Figur, da sie erst nachträglich bei Betrachtung mit einer stark vergrössernden Lupe wahrgenommen wurde, aber bei genügender Aufmerksamkeit kann man sie sicher constatiren.

No. XXV.

R9, $-\frac{9}{2}$R, ∞P2.

(5491), (0992), (1120).

Taf. XX Fig. 4.

Eine Stufe von Thonschiefer, Bleiglanz, derbem Kalkspath und etwas Eisenoxydhydrat ist bedeckt mit wie zerhackt aussehendem Kalkspath, der fast 3 cm. lange Krystalle von spitz skalenoëdrischem Habitus trägt. Sie sind wasserhell und glasglänzend, aber nicht ganz durchsichtig infolge der zahlreichen Sprünge und Risse im Innern. Die Formen sind verzerrt und erscheinen platt gedrückt, da zwei gegenüberliegende Flächenpaare des herrschenden Skalenoëders sich stark ausdehnen, so dass der Scheitel nicht in eine Spitze, sondern meist in eine breitere Schneide ausläuft. An einem grösseren Individuum hat es den Anschein, als ob die Basis ausgebildet wäre. Es ist aber keine echte Krystallfläche, sondern eine eigenthümliche Wachsthumserscheinung. Die scheinbare Endfläche stumpft die Ecke etwas schräg ab, zeigt zonalen Bau mit flacher trichterförmiger Vertiefung, wie man es häufig bei Züchtung künstlicher Krystalle an den Flächen beobachtet, welche auf dem Boden des Gefässes gelegen haben.

Das vorherrschende Skalenoëder R9 (5491) hat keine sehr ebenen Flächen, sondern dieselben sind parallel den Seitenkanten gestreift. Es wurden die Flächenwinkel an den Endkanten gemessen.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
R9 : R9 (5491 : 9451)	= 51° 49′ 0″	0° 14′ 0″	52° 11′ 15″
R9 : R9 (5491 : 5941)	= 66° 41′ 15″	0° 9′ 0″	66° 42′ 26″

Auf den kürzeren Endkanten sitzen die schmalen, nach der Spitze sich verbreiternden Flächen des Rhomboëders $-\frac{9}{2}$R, die zwar glänzend und ungestreift, aber wellig uneben sind. Da die Enden der Krystalle häufig abgebrochen oder sonst schlecht

Digitized by Google

ausgebildet sind, so wurde anfangs nicht versucht, den Flächenwinkel an der Endkante des Rhomboëders direkt zu messen. Es schien leichter, die Neigung einer Fläche zur angrenzenden Skalenoëderfläche zu bestimmen, da man hierbei scharf auf die Combinationskante einstellen konnte, und dieser Winkel theoretisch zur Berechnung genügt. In Wirklichkeit kann man aber den Winkel hier nicht benutzen, da sehr verschiedene Rhomboëder so geringe Differenzen in diesen Neigungen aufweisen, dass sie bei so unvollkommenen Flächen innerhalb der Beobachtungsgrenzen liegen. Nachdem sich dies durch die Berechnung ergeben hatte, musste der Flächenwinkel an der Endkante gemessen werden, was bei einem kleinen Individuum gut gelang, da bei grossem Einfallswinkel eine deutliche Kulmination in dem ausgedehnten Lichtbild sichtbar wurde.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-\frac{3}{2}R : -\frac{3}{2}R\ (09\bar{5}2 : 9\bar{5}02)$	$= 115^0\ 18'\ 40''$	$0^0\ 2'\ 0''$	$115^0\ 18'\ 45''$

$-\frac{3}{2}R$ wurde von G. vom Rath an Andreasberger Krystallen zuerst beobachtet[1].

Die Seitenkanten des Skalenoëders werden gerade abgestumpft durch das zweite Prisma $\infty P2$ (11$\bar{2}$0), welches sich durch stärkere Streifung vom Skalenoëder unterscheidet, aber sonst unvollkommen, ohne scharfe Combinationskanten mit demselben ausgebildet ist.

No. XXVI.

$-\frac{1}{2}R$, oR, ∞R.

(01$\bar{1}$2), (0001), (10$\bar{1}$0).

Taf. XXI Fig. 5.

Zwei grosse tafelförmige Kalkspathkrystalle, fast unter rechtem Winkel mit einander verwachsen, bilden mit einigen kleineren eine Gruppe. Sie sind 1.5 cm. dick und haben 5—6 cm. Querdurchmesser. An der Unterseite der Gruppe befindet sich etwas Bleiglanz, begleitet von einem gelben Kies, wahrscheinlich Eisenkies, da eine Kupferperle sich nicht herstellen liess. Die Krystalle sind an einigen Stellen durch Einschlüsse von Bleiglanz dunkelgrau gefleckt.

[1] Pogg. Ann. Bd. 132.

Digitized by Google

Jede Tafel wird leicht als Zwilling erkannt, da man an der seitlichen prismatischen Begrenzung die Zwillingsnaht wahrnimmt. Die einzelnen Individuen sind mit der Basis verwachsen, die zugleich Zwillingsebene ist, wie man besonders an dem einspringenden Winkel sieht, den zwei an einer Prismenkante erzeugte Spaltflächen bilden.

Das einzelne Individuum ist eine einfache Combination. Es treten ausser dem ebenen, stark glänzenden ersten Prisma ∞R (10$\bar{1}$0) nur Basis oR (0001) und erstes stumpferes Rhomboëder $-\frac{1}{2}$R (01$\bar{1}$2) auf, welche beide weiss, uneben und schiefrig sind. Das Rhomboëder wurde mit dem Anlegegoniometer annähernd gemessen und lässt ferner die für $-\frac{1}{2}$R charakteristische Streifung senkrecht zur Combinationskante mit oR deutlich erkennen.

No. XXVII.

oR, ∞R, ∞P2, R5.

(0001), (10$\bar{1}$0), (11$\bar{2}$0), (32$\bar{5}$1).

Taf. XXI Fig. 6.

Auf dunkelgrauem derben, mit einer Kalkspathlage bedeckten Quarz sitzen ausser einer Gruppe von zahlreichen dünnen, bis 1 cm. breiten tafelförmigen Krystallen zwei mit einander verwachsene grössere Tafeln von 0.5 cm. Dicke und 3 cm. Breite. Das ganze Stück sieht wie mit einem feinen Sande bestreut aus, bedingt durch einen drusigen Überzug von kleinen Quarzkryställchen; letztere zeigen infolge einer innigen Beimengung von Eisenoxydhydrat eine schmutzig gelbliche Farbe. An einigen Stellen sind die Krystalle durch einen dünnen psilomelanähnlichen Überzug schwarz gefärbt.

Jene zwei grösseren Individuen sind mit der Basis in nicht paralleler Stellung verwachsen, wie sich aus der nach entgegengesetzter Richtung verlaufenden Streifung auf den Flächen des zweiten Prismas und aus den einspringenden Winkeln ergiebt, welche untergeordnet auftretende Skalenoëderflächen mit einander bilden. Es liegt also ein Zwilling vor nach dem Gesetz: Zwillingsebene die Basis.

Die Endfläche oR (0001) der trüben Krystalle zeigt infolge zonaren Aufbaus verschiedene heller oder dunkler gefärbte Zonen von sechsseitigem Umriss.

Digitized by Google

Das vorherrschende erste Prisma ∞R (10$\bar{1}$0) ist schwach glänzend, wellig uneben und lässt durch unvollkommene Ausbildung an den Rändern eine schalige Auflagerung dünner Schichten erkennen.

Die regelmässige Streifung des zweiten Prismas ∞P2 (11$\bar{2}$0) geht parallel der Combinationskante mit dem Skalenoëder, dessen sehr kleine Flächen zwar stark glänzend sind, aber infolge ihrer Wölbung und der ungünstigen Lage nicht bestimmt werden konnten. In der Zeichnung ist die Form durch das sehr häufig vorkommende Skalenoëder R5 (3251) wiedergegeben, da auch auf der beiliegenden Etikette, die wahrscheinlich von der Hand Hausmann's herrührt, eine „Anlage zum Bipyramoid KG$\frac{1}{3}$" bemerkt ist.

No. XXVIII.

oR, —$\frac{1}{4}$R, —2R, ∞R, —R2.
(0001), (07$\bar{7}$4), (02$\bar{2}$1), (10$\bar{1}$0), (13$\bar{4}$2).
Taf. XXI Fig. 7.

Ein etwa Centimeter dicker Zapfen von dichtem, schwärzlich gefärbtem krystallinischen Kalkspath dient als Träger einer Gruppe tafelförmiger Krystalle, von denen die grössten eine Dicke von 0.5 cm., einen Querdurchmesser von 2—3 cm. erreichen. Die zwei grössten Individuen, welche die Spitze dieser halbfreien Krystallgruppe bilden, durchkreuzen sich unter einem stumpfen Winkel.

Die nähere Untersuchung ergab, dass eine Zwillingsverwachsung vorliegt.

Die beiden Individuen stehen symmetrisch zu einer Ebene, welche den einspringenden Winkel halbirt, den die beiderseitigen Endflächen mit einander bilden. Trotz der hier und da vorhandenen kleinen Neubildungen auf der Basis, sind namentlich die Randzonen glänzend und gestatten die Messung des einspringenden Winkels mit dem Reflexionsgoniometer. Der Winkel betrug im Mittel 52° 33′ 40″. Die Zwillingsebene schliesst daher mit jeder der beiden Endflächen einen Winkel von (90°—26° 16′ 50″) ein; es entspricht dies einer Fläche von —2R (02$\bar{2}$1), welche (90°—26° 52′ 44″) verlangt. Das vorliegende Zwillingsgesetz würde also lauten: Zwillingsebene eine Fläche von —2R.

Digitized by Google

Die Basis oR (0001) besitzt zonale Struktur, indem sie aus einem undurchsichtigen, weissen centralen Theil von sechsseitiger Umgrenzung besteht, um den sich eine fast wasserhelle Randzone ausgebildet hat.

Das Einzelindividuum zeigt an den abwechselnden Flächen des ersten Prismas nach oben, resp. nach unten Fortwachsung, wodurch der hemiëdrische Charakter der Form scharf hervortritt.

Das durch starken Glanz ausgezeichnete und durch die eben erwähnte Fortwachsung eigentlich erst entstandene erste Prisma ∞R $(10\bar{1}0)$ wurde zunächst durch Messung des Flächenwinkels an der Prismenkante bestimmt, dann noch bestätigt durch die sehr genaue Messung der Neigung zur Spaltfläche.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$\infty R : \infty R\ (10\bar{1}0 : 01\bar{1}0)$	$= 59^0\ 29'\ 0''$	—	$60^0\ 0'\ 0''$
$\infty R : R\ (10\bar{1}0 : 10\bar{1}1)$	$= 45^0\ 23'\ 0''$	$0^0\ 3'\ 0''$	$45^0\ 23'\ 26''$

Wenig scharfe Combinationskanten mit ∞R zeigt ein horizontal fein gestreiftes, schwach glänzendes Rhomboëder. Aus der Neigung zum ersten Prisma ergab sich die Form $-2R$ $(02\bar{2}1)$.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-2R : \infty R\ (02\bar{2}1 : 01\bar{1}0)$	$= 26^0\ 49'\ 15''$	$0^0\ 2'\ 45''$	$26^0\ 52'\ 44''$

$-2R$ geht allmählich über in ein anderes Rhomboëder von wenig verschiedener Neigung $-\frac{1}{4}R$ $(07\bar{7}4)$, welches eine zur vorigen senkrechte Streifung besitzt. Die Resultate der Rechnung liessen hier die Wahl zwischen den beiden Rhomboëdern $-\frac{1}{4}R$ und $-\frac{2}{5}R$. Das letztere ist aber hier nicht möglich, weil die vorhandene Form zugleich die längeren Endkanten des untergeordneten Skalenoëders $-R2$ gerade abstumpft, eine Bedingung, welcher nur $-\frac{1}{4}R$ genügt.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-\frac{1}{4}R : \infty R\ (07\bar{7}4 : 01\bar{1}0)$	$= 29^0\ 46'\ 20''$	$0^0\ 3'\ 40''$	$30^0\ 4'\ 57''$

Das Rhomboëder $-\frac{1}{4}R$ ist für Andreasberg neu. Von dem Skalenoëder $-R2$ $(13\bar{4}2)$, welches an der Fortwachsung Theil nimmt, liess sich der Winkel an der Seitenkante ziem-

Digitized by Google

lich gut, der Winkel an der kürzeren Endkante dagegen nur annähernd messen.

Gemessen	Mittel	Grösste Abweichung vom Mittel	Berechnet
$-R2 : -R2\ (1\bar{3}\bar{4}2 : 3\bar{1}\bar{4}2)$	$= 66^0\ 19'\ 15''$	$0^0\ 7'\ 10''$	$66^0\ 15'\ 23''$
$-R2 : -R2\ (1\bar{3}\bar{4}2 : 4\bar{3}\bar{1}2)$	$= 78^0\ 30'\ 0''$	—	$77^0\ 49'\ 6''$

No. XXIX.

∞R, oR, $-\frac{1}{2}R$.

$(10\bar{1}0)$, (0001), $(01\bar{1}2)$.

Taf. XXI Fig. 8.

Auf derbem, stellenweise dunkel gefärbtem Kalkspath, der reichlich braunes Eisenoxydhydrat beigemengt enthält, sitzen mehrere kurz säulenförmige einfache Krystalle, deren grösster bis 2.5 cm. Querausdehnung erreicht. Ausserdem bietet die Stufe ein besonderes Interesse dar durch zwei noch etwas grössere Individuen, welche sich in Zwillingsverwachsung befinden, wie ein- und ausspringende Winkel zeigen, welche die Flächen des ersten Prismas, das den säulenförmigen Habitus bedingt, mit einander bilden. Die Zwillingsebene halbirt den einspringenden Winkel, den die Fläche $0\bar{1}10$ des in der Zeichnung vertikal gestellten Individuums mit der angrenzenden Fläche des anderen bildet. Derselbe liess sich mit dem Reflexionsgoniometer messen und betrug im Mittel $52^0\ 8'\ 20''$. Danach ist die Neigung der Zwillingsebene zur Prismenfläche $0\bar{1}10$ gleich der Hälfte des dazugehörigen Supplementwinkels, also $63^0\ 55'\ 50''$. Das entspricht der Fläche $01\bar{1}2$ des Rhomboëders $-\frac{1}{2}R$, die den Winkel $63^0\ 44'\ 46''$ verlangt. Es liegt also ein Zwilling vor nach dem Gesetz:

Zwillingsebene eine Fläche von $-\frac{1}{2}R$ $(01\bar{1}2)$.

Zur Controle wurden an demselben einspringenden Winkel Spaltflächen hergestellt und der einspringende Winkel gemessen, der von der Fläche $0\bar{1}11$ und der anstossenden des zweiten Individuums gebildet wird. Der Goniometerwinkel betrug im Mittel $38^0\ 16'\ 15''$. Danach ist die Neigung der Zwillingsebene $01\bar{1}2$ zur Rhomboëderfläche $0\bar{1}11$ gleich $70^0\ 51'\ 52''$, womit der berechnete Winkel $70^0\ 51'\ 48''$ fast genau übereinstimmt.

Digitized by Google

Die Combination des Einzelindividuums ist sehr einfach. Ausser dem vorherrschenden ersten Prisma $\infty R\,(10\bar{1}0)$, das ebene und glänzende Flächen zeigt, tritt ein stumpfes Rhomboëder auf, welches sich durch die zur horizontalen Combinationskante senkrechte Streifung als $-\frac{1}{2}R\,(01\bar{1}2)$ zu erkennen giebt. Seine matten Flächen, von denen die als Zwillingsebene bezeichnete $01\bar{1}2$ grösser ausgebildet ist als die übrigen, sind stark convex und gehen ohne scharfe Combinationskante in die gleichfalls stark gewölbte Endfläche $oR\,(0001)$ allmählich über.

Tabelle.

In der folgenden Tabelle sind sämmtliche bekannten Andreasberger Formen aufgeführt. Bei den Rhomboëdern[1] ist ausser dem Flächenwinkel an der Endkante noch die Abweichung einer Fläche von der verticalen Richtung angegeben, ein Winkel, welcher bei der Bestimmung von grossem Nutzen ist. Bei den Skalenoëdern[2] sind die Flächenwinkel an den beiden Endkanten und an der Seitenkante angeführt.

Ich legte bei der Berechnung der Winkel die Länge der Hauptaxe $c = 0.8543$ zu Grunde, wonach der Winkel an der Endkante des Grundrhomboëders $X = 74^0\ 55'\ 0''$ ist. Sämmtliche Winkel wurden mit siebenstelligen Logarithmen bis auf ganze Sekunden genau berechnet, und alle diejenigen, welche mit den von Irby angegebenen Werthen um mehr als wenige Sekunden differirten, sowie alle dort nicht vorhandenen Winkel wurden zweimal berechnet, so dass sich kaum fehlerhafte Angaben in der Tabelle finden dürften.

In den beiden letzten Kolumnen der Tabelle geben die Zahlen an, in wieviel verschiedenen Combinationen, die von mir beschriebenen eingerechnet, die einzelnen Formen beobachtet worden sind, während die Namen den ersten Beobachtern gelten, und das Fragezeichen ausdrückt, dass die Bestimmung der betreffenden Form unsicher ist.

---

[1] Als Grenzformen der Rhomboëder wurden hier eingereiht: $\infty R\,(10\bar{1}0)$ und $oR\,(0001)$.

[2] Als Grenzformen der Skalenoëder wurden hier eingereiht: $\infty P2\,(11\bar{2}0)$, ∞Rm, $mP2$.

Digitized by Google

In dem als Anhang bezeichneten Theil habe ich die fehlerhaften Winkel[1] aus der Irby'schen Tabelle zusammengestellt und die Grösse des Fehlers dadurch bezeichnet, dass ich hinzufügte, um wieviel sie mit den von mir berechneten Winkeln differiren.

Bei den von Sansoni beobachteten neuen Formen verglich ich die von ihm berechneten Winkel, soweit sie im Text vorhanden sind, und habe gleichfalls die fehlerhaften mit Angabe der Differenzen zusammengestellt.

---

[1] Als fehlerhaft habe ich alle diejenigen Winkel bezeichnet, welche um mehr als eine ganze Minute von meinen Werthen abweichen.

Digitized by Google

Rhomboëder.

No.	Symbol Naumann	Symbol Bravais	Flächenwinkel an der Endkante	Abweichung von der Verticalen	Häufigkeit	Erster Beobachter
1	∞R	1. 0. $\bar{1}$. 0	120° 0′ 0″	0° 0′ 0″	217	Romé de l'Isle
2	28R	28. 0. $\bar{28}$. 1	119 52 12	2 4 24	2	Sansoni
3	16R	16. 0. $\bar{16}$. 1	119 36 14	3 37 31	2	Sansoni
4	13R	13. 0. $\bar{13}$. 1	119 24 7	4 27 32	5	Bournon
5	11R	11. 0. $\bar{11}$. 1	119 10 4	5 15 55	1	Thürling
6	10R	10. 0. $\bar{10}$. 1	118 59 44	5 47 19	1	Sansoni
7	7R	7. 0. $\bar{7}$. 1	117 58 54	8 14 25	1	Thürling
8	5R	5. 0. $\bar{5}$. 1	116 9 12	11 27 40	2	Rath
9	4R	4. 0. $\bar{4}$. 1	114 10 18	14 13 16	126	Bournon
10	$\frac{5}{4}$R	5. 0. $\bar{5}$. 2	106 44 58	22 4 20	3	Lévy
11	R	1. 0. $\bar{1}$. 1	74 55 0	45 23 26	57	Bournon
12	oR	0. 0. 0. 1	0 0 0	90 0 0	183	Romé de l'Isle
13	$-\frac{1}{5}$R	0. 1. $\bar{1}$. 5	19 18 0	78 50 22	1	Lévy
14	$-\frac{1}{4}$R	0. 1. $\bar{1}$. 4	23 56 8	76 8 47	1	Hausmann?
15	$-\frac{3}{10}$R	0. 3. $\bar{3}$. 10	28 27 10	73 30 52	3	Bournon
16	$-\frac{1}{3}$R	0. 1. $\bar{1}$. 3	31 23 25	71 47 54	1	Hausmann?
17	$-\frac{1}{2}$R	0. 1. $\bar{1}$. 2	45 3 0	63 44 46	130	Romé de l'Isle
18	$-\frac{2}{3}$R	0. 2. $\bar{2}$. 3	56 49 48	56 40 10	1	Sansoni
19	$-\frac{4}{5}$R	0. 4. $\bar{4}$. 5	64 53 30	51 43 14	2	Bournon
20	$-$R	0. 1. $\bar{1}$. 1	74 55 0	45 23 26	6	Hauy
21	$-\frac{8}{7}$R	0. 8. $\bar{8}$. 7	80 45 50	41 34 24	14	Zippe
22	$-\frac{6}{5}$R	0. 6. $\bar{6}$. 5	82 50 22	40 11 25	4	Naumann
23	$-\frac{5}{4}$R	0. 5. $\bar{5}$. 4	84 32 30	39 2 29	5	Wimmer
24	$-\frac{4}{3}$R	0. 4. $\bar{4}$. 3	87 9 54	37 14 44	3	Sansoni
25	$-\frac{7}{5}$R	0. 7. $\bar{7}$. 5	89 5 8	35 54 28	5	Lévy
26	$-\frac{13}{8}$R	0.13.$\bar{13}$. 9	88 17 11	35 3 42	1	Sansoni
27	$-\frac{3}{2}$R	0. 3. $\bar{3}$. 2	91 42 8	34 3 5	33	Bournon
28	$-\frac{11}{7}$R	0.11.$\bar{11}$. 7	93 23 40	32 49 34	2	Hessenberg
29	$-\frac{13}{8}$R	0.13.$\bar{13}$. 8	94 34 34	31 57 26	7	Bournon
30	$-\frac{5}{3}$R	0. 5. $\bar{5}$. 3	95 26 50	31 18 34	1	Thürling
31	$-\frac{7}{4}$R	0. 7. $\bar{7}$. 4	97 4 22	30 4 57	1	Thürling
32	$-\frac{9}{5}$R	0. 9. $\bar{9}$. 5	97 58 43	29 23 15	2	Sansoni
33	$-\frac{11}{6}$R	0.11.$\bar{11}$. 6	98 33 20	28 56 24	1	Thürling
34	$-$2R	0. 2. $\bar{2}$. 1	101 9 5	26 52 44	114	Romé de l'Isle
35	$-\frac{9}{4}$R	0. 9. $\bar{9}$. 4	104 17 37	24 15 13	2	Thürling
36	$-\frac{12}{5}$R	0.12.$\bar{12}$. 5	105 50 13	22 53 55	1	Sansoni
37	$-\frac{5}{2}$R	0. 5. $\bar{5}$. 2	106 44 58	22 4 20	1	Zippe
38	$-\frac{11}{4}$R	0.11.$\bar{11}$. 4	108 41 47	20 14 7	5	Bournon
39	$-\frac{7}{3}$R	0. 7. $\bar{7}$. 2	112 34 32	16 9 11	4	Lévy
40	$-\frac{9}{3}$R	0. 9. $\bar{9}$. 2	115 18 45	12 41 43	2	Rath
41	$-$5R	0. 5. $\bar{5}$. 1	116 9 12	11 27 40	9	Bournon
42	$-$8R	0. 8. $\bar{8}$. 1	118 26 38	7 13 18	2	Lévy
43	$-$9R	0. 9. $\bar{9}$. 1	118 45 52	6 25 35	1	Sansoni
44	$-$10R	0.10.$\bar{10}$. 1	118 59 44	5 47 19	1	Sansoni
45	$-$11R	0.11.$\bar{11}$. 1	119 10 4	5 15 55	2	Sansoni
46	$-$13R	0.13.$\bar{13}$. 1	119 24 7	4 27 32	2	Sansoni
47	$-$14R	0.14.$\bar{14}$. 1	119 29 2	4 8 30	14	Bournon
48	$-$25R	0.25.$\bar{25}$. 1	119 50 14	2 19 19	1	Hessenberg?
49	$-$28R	0.28.$\bar{28}$. 1	119 52 12	2 4 24	1	Thürling

Digitized by Google

No.	Symbol		Flächenwinkel an der kürzeren Endkante	Flächenwinkel an der längeren Endkante	Flächenwinkel an der Seitenkante	Häufigkeit	Erster Beobachter
	Naumann	Bravais					
	Positive Skalenoëder aus der Zone $11\bar{2}0 : 10\bar{1}1$						
50	$\frac{2}{3}P2$	1 . 1 . $\bar{2}$. 3	28° 39′ 11″	28° 39′ 11″	120° 40′ 27″	4	Hauy
51	$\frac{1}{10}R7$	4 . 3 . $\bar{7}$. 10	34 4 38	25 23 24	118 18 6	4	Hausmann
52	$\frac{1}{4}R5$	3 . 2 . $\bar{5}$. 7	36 21 22	24 0 29	117 20 31	1	Thürling
53	$\frac{1}{8}R\frac{11}{8}$	7 . 4 . $\bar{11}$. 15	39 20 55	22 11 2	116 6 58	2	Hessenberg
54	$\frac{1}{4}R3$	2 . 1 . $\bar{3}$. 4	41 55 20	20 36 28	115 5 40	9	Hauy
55	$\frac{1}{8}R\frac{7}{8}$	5 . 2 . $\bar{7}$. 9	46 6 51	18 1 34	113 29 53	8	Sella
56	$\frac{2}{7}R2$	3 . 1 . $\bar{4}$. 5	49 22 37	16 0 23	112 18 54	17	Hauy
57	$\frac{5}{11}R\frac{9}{5}$	7 . 2 . $\bar{9}$. 11	51 59 4	14 23 10	111 24 32	6	Sansoni
58	$\frac{1}{2}R\frac{4}{3}$	4 . 1 . $\bar{5}$. 6	54 6 52	13 3 34	110 41 42	7	Zippe
59	$\frac{1}{4}R\frac{8}{3}$	5 . 1 . $\bar{6}$. 7	57 22 51	11 1 10	109 38 52	9	Hauy
60	$\frac{3}{8}R\frac{13}{8}$	11 . 2 . $\bar{13}$. 15	58 39 35	10 13 9	109 15 14	1	Sansoni
61	$\frac{2}{5}R\frac{7}{6}$	6 . 1 . $\bar{7}$. 8	59 45 57	9 31 31	108 55 14	2	Hausmann
62	$\frac{3}{8}R\frac{4}{3}$	7 . 1 . $\bar{8}$. 9	61 34 57	8 23 16	108 23 18	4	Hessenberg
63	$\frac{7}{10}R\frac{9}{7}$	8 . 1 . $\bar{9}$. 10	63 0 41	7 29 27	107 58 58	4	Zippe
64	$\frac{8}{11}R\frac{5}{4}$	9 . 1 . $\bar{10}$. 11	64 9 53	6 46 0	107 39 52	1	Sansoni
65	$\frac{4}{5}R\frac{7}{6}$	13 . 1 . $\bar{14}$. 15	67 10 11	4 52 38	106 52 18	1	Sansoni
66	$R\frac{4}{3}$	7 . 1 . $\bar{8}$. 6	77 24 21	10 14 57	88 46 40	1	Hessenberg
67	$R\frac{11}{8}$	19 . 3 . $\bar{22}$. 16	77 34 0	11 21 7	87 0 57	2	Sansoni
68	$R\frac{7}{4}$	6 . 1 . $\bar{7}$. 5	77 39 3	11 59 40	85 59 8	2	Lévy
69	$R\frac{8}{3}$	5 . 1 . $\bar{6}$. 4	77 54 12	14 26 46	82 3 17	5	Hauy

Digitized by Google

70	$R\frac{8}{3}$	13 . 3 . $\bar{16}$. 10	78° 2′ 24″	16° 42′ 30″	78° 24′ 40′	1	THÜRLING
71	$R\frac{4}{1}$	4 . 1 . $\bar{5}$. 6	78 4 41	18 7 10	76 7 48	17	BOURNON
72	$R\frac{19}{5}$	19 . 5 . $\bar{24}$. 14	78 4 58	19 4 57	74 34 6	1	SANSONI
73	$R\frac{7}{2}$	7 . 2 . $\bar{9}$. 5	78 3 3	20 43 42	71 53 31	1	HESSENBERG
74	R2	3 . 1 . $\bar{4}$. 2	77 49 6	24 10 12	66 15 23	1	SANSONI?
75	R3	2 . 1 . $\bar{3}$. 1	75 22 11	35 35 45	47 1 27	46	BOURNON
76	$R\frac{17}{9}$	17 . 9 . $\bar{26}$. 8	74 42 33	37 28 24	43 44 48	2	SANSONI
77	$R\frac{9}{5}$	9 . 5 . $\bar{14}$. 4	74 4 31	39 6 1	40 54 8	2	SANSONI
78	$R\frac{7}{4}$	7 . 4 . $\bar{11}$. 3	73 40 13	40 4 6	39 11 15	3	HAUY
79	R4	5 . 3 . $\bar{8}$. 2	72 54 25	41 46 16	36 8 34	10	HAUSMANN
80	$R\frac{8}{5}$	8 . 5 . $\bar{13}$. 3	72 12 21	43 13 6	33 31 28	6	SANSONI
81	R5	3 . 2 . $\bar{5}$. 1	70 58 41	45 32 23	29 15 36	50	HAUY
82	$R\frac{19}{13}$	19 . 13 . $\bar{32}$. 26	70 26 31	46 28 58	27 30 10	1	HESSENBERG
83	$R\frac{10}{7}$	10 . 7 . $\bar{17}$. 3	69 57 4	47 18 50	25 56 28	3	SANSONI
84	R6	7 . 5 . $\bar{12}$. 2	69 30 3	48 3 4	24 32 41	1	SANSONI
85	$R\frac{11}{8}$	11 . 8 . $\bar{19}$. 3	69 5 13	48 42 35	23 17 21	5	RATH
86	$R\frac{23}{17}$	23 . 17 . $\bar{40}$. 6	68 42 20	49 18 4	22 9 16	1	SANSONI
87	R7	4 . 3 . $\bar{7}$. 1	68 21 13	49 50 5	21 7 27	34	MONTEIRO
88	R8	9 . 7 . $\bar{16}$. 2	67 26 37	51 9 45	18 31 56	3	SANSONI
89	R9	5 . 4 . $\bar{9}$. 1	66 42 26	52 11 15	16 30 13	16	BOURNON
90	R11	6 . 5 . $\bar{11}$. 1	65 35 34	53 39 52	13 32 1	10	LÉVY
91	R12	13 . 11 . $\bar{24}$. 2	65 9 43	54 12 47	12 24 55	11	HAUSMANN
92	R13	7 . 6 . $\bar{13}$. 1	64 47 31	54 40 29	11 27 59	5	SANSONI
93	R16	17 . 15 . $\bar{32}$. 2	63 56 32	55 42 19	9 19 37	1	SANSONI
94	R17	9 . 8 . $\bar{17}$. 1	63 43 18	55 57 57	8 46 50	2	SANSONI
95	∞P2	1 . 1 . $\bar{2}$. 0	60 0 0	60 0 0	0 0 0	98	ROMÉ DE L'ISLE

Digitized by Google

No.	Symbol		Flächenwinkel an der kürzeren Endkante	Flächenwinkel an der längeren Endkante	Flächenwinkel an der Seitenkante	Häufigkeit	Erster Beobachter
	Naumann	Bravais					
	Positive Skalenoëder ausserhalb der vorhergehenden Zone						
96	$\frac{4}{3}$P2	2 . 2 . $\bar{4}$. 3	44° 8′ 27″	44° 8′ 27″	82° 33′ 38″	3	Lévy
97	4P2	2 . 2 . 4 . 1	57 21 16	57 21 16	32 37 22	2	Hauy
98	$\frac{9}{7}$R2	24 . 8 . $\bar{32}$. 7	88 48 29	26 58 32	42 12 2	1	Lévy
99	$\frac{9}{8}$P2	8 . 8 . $\bar{16}$. 3	58 28 4	58 28 4	24 45 28	2	Rath
100	6P2	3 . 3 . $\bar{6}$. 1	58 46 46	58 46 46	22 4 43	5	Hauy
101	$\frac{13}{8}$R$\frac{9}{7}$	70 . 21 . $\bar{91}$. 13	92 59 53	25 8 14	38 53 10	1	Sansoni
102	$\frac{14}{37}$R$\frac{9}{7}$	22 . 8 . $\bar{30}$. 37	48 45 14	17 15 50	111 29 48	1	Thürling
	Negative Skalenoëder aus der Zone 02$\bar{2}$1 : 10$\bar{1}$1						
103	—$\frac{1}{5}$R7	3 . 4 . 7 . 5	51° 53′ 25″	38° 18′ 40″	80° 4′ 17″	5	Hausmann
104	—$\frac{1}{3}$R5	4 . 6 . $\bar{10}$. 7	55 3 58	35 53 55	79 12 51	1	Hausmann
105	—$\frac{1}{2}$R3	1 . 2 . $\bar{3}$. 2	62 36 53	30 7 5	77 34 52	2	Hausmann
106	—$\frac{3}{5}$R$\frac{1}{3}$	4 . 10 . $\bar{14}$. 9	68 5 55	25 53 2	76 46 4	1	Naumann
107	—$\frac{2}{3}$R2	2 . 6 . $\bar{8}$. 5	72 14 44	22 39 55	76 22 9	1	Sansoni
108	—R$\frac{4}{3}$	1 . 4 . $\bar{5}$. 3	78 4 41	18 7 10	76 7 48	5	Hauy
109	—$\frac{5}{7}$R$\frac{5}{3}$	2 . 10 . $\bar{12}$. 7	81 58 14	15 4 29	76 10 51	2	Wimmer
110	—$\frac{4}{5}$R$\frac{7}{6}$	1 . 6 . 7 . 4	84 44 49	12 53 56	76 19 13	3	Lévy
111	—2R$\frac{5}{3}$	1 . 5 . $\bar{6}$. 2	93 54 8	16 48 30	57 27 9	1	Sansoni
112	—2R$\frac{4}{3}$	2 . 8 . $\bar{10}$. 3	91 41 27	20 39 55	52 30 42	2	Haidinger
113	—2R2	1 . 3 . $\bar{4}$. 1	87 50 40	26 44 20	44 41 29	5	Hauy
114	—2R3	2 . 4 . $\bar{6}$. 1	80 1 33	37 30 17	30 39 0	5	Hausmann

Digitized by Google

No.	Symbol		Flächenwinkel an der kürzeren Endkante	Flächenwinkel an der längeren Endkante	Flächenwinkel an der Seitenkante	Häufigkeit	Erster Beobachter
	Naumann	Bravais					
			Negative Skalenoëder aus der Zone 1120 : 4041				
115	$-\frac{4}{3}R\frac{4}{3}$	4 . 16 . $\overline{20}$. 9	85° 10′ 42″	19° 28′ 51″	64° 27′ 30″	1	Sansoni
116	$-\frac{5}{4}R\frac{5}{6}$	2 . 7 . $\overline{9}$. 5	83 9 25	21 51 38	62 51 52	2	Hausmann
117	$-\frac{8}{7}R2$	4 . 12 . $\overline{16}$. 7	80 33 52	24 53 30	60 54 1	11	Lévy
118	$-R\frac{7}{3}$	2 . 5 . $\overline{7}$. 3	77 7 40	28 52 43	58 26 33	5	Naumann
119	$-\frac{4}{6}R3$	4 . 8 . $\overline{12}$. 5	72 22 30	34 20 27	55 20 18	2	Lévy
120	$-\frac{1}{2}R5$	2 . 3 . $\overline{5}$. 2	65 25 37	42 14 11	51 29 28	1	Haidinger
			Negative Skalenoëder ausserhalb der vorhergehenden Zonen				
121	$-\frac{5}{6}R\frac{5}{6}$	2 . 7 . $\overline{9}$. 6	72° 56′ 54″	19° 33′ 28″	80° 18′ 34″	1	Sansoni
122	$-\frac{11}{10}R\frac{11}{9}$	6 . 33 . $\overline{39}$. 26	79 1 24	13 17 8″	82 29 13	1	Sansoni?
123	$-\frac{4}{5}R\frac{4}{3}$	3 . 7 . $\overline{10}$. 5	72 39 59	29 25 9	64 21 19	1	Lévy?
124	$-\frac{8}{7}R\frac{8}{5}$	8 . 32 . $\overline{40}$. 21	81 38 37	18 48 42	70 24 7	1	Sansoni
125	$-R2$	1 . 3 . $\overline{4}$. 2	77 49 6	24 10 12	66 15 23	3	Sansoni
126	$-\frac{5}{4}R\frac{11}{11}$	15 . 70 . $\overline{85}$. 44	84 16 28	16 31 54	70 53 22	1	Hessenberg?
127	$-\frac{18}{35}R2$	18 . 54 . $\overline{72}$. 35	78 26 4	24 20 24	65 4 49	1	Rath?
128	$-\frac{8}{5}R\frac{8}{3}$	2 . 8 . $\overline{10}$. 5	82 49 48	19 2 18	68 26 23	1	Sansoni
129	$-\frac{7}{6}R\frac{7}{4}$	3 . 10 . $\overline{13}$. 6	81 30 22	22 35 15	63 52 18	1	Sansoni?
130	$-R3$	1 . 2 . $\overline{3}$. 1	75 22 11	35 35 45	47 1 27	2	Hausmann
131	$-\frac{7}{6}R\frac{7}{5}$	13 . 27 . $\overline{40}$. 12	77 27 11	35 3 41	44 6 40	1	Sansoni
132	$-\frac{1}{4}R15$	7 . 8 . $\overline{15}$. 4	61 9 47	52 52 6	34 55 4	2	Sansoni
133	$-8R5$	16 . 24 . $\overline{40}$. 1	73 8 15	46 48 20	13 35 11	1	Hessenberg?
134	$-\frac{5}{4}R3$	5 . 10 . $\overline{15}$. 4	77 29 53	36 28 29	40 16 35	1	Sansoni
135	$-\frac{3}{3}R7$	6 . 8 . $\overline{14}$. 3	67 4 35	48 57 33	39 34 55	1	Sansoni

Digitized by Google

No.	Symbol		Flächenwinkel an der kürzeren Endkante	Flächenwinkel an der längeren Endkante	Flächenwinkel an der Seitenkante	Häufigkeit	Erster Beobachter
	Naumann	Bravais					
	Negative Skalenoëder ausserhalb der vorhergehenden Zonen						
136	$-\frac{1}{3}R15$	$7.8.\overline{15}.3$	62° 31′ 15″	54° 0′ 33″	26° 41′ 37″	1	Hessenberg?
137	$-\frac{2}{5}R\frac{9}{8}$	$10.16.\overline{26}.5$	73 4 32	43 41 23	29 19 5	1	Sansoni
138	$-10R\frac{2}{9}$	$1.11.\overline{12}.1$	110 44 40	8 34 49	52 17 39	1	Sansoni
139	$-15R\frac{7}{15}$	$1.16.\overline{17}.1$	113 39 38	5 59 52	54 24 42	1	Sansoni
140	$-\frac{2}{7}R\frac{7}{4}$	$3.11.\overline{14}.7$	81 24 49	20 29 29	67 47 27	1	Thürling
141	$-R7$	$3.4.7.1$	68 21 13	49 50 5	21 7 27	1	Thürling?
142	$-\frac{1}{5}R3$	$1.2.\overline{3}.5$	35 16 4	17 25 26	125 56 51	2	Des Cloizeaux
143	$\infty R2$	$3.1.\overline{4}.0$	27 47 45	27 47 45	32 12 15	1	Hauy?
144	$\infty R9$	$5.4.\overline{9}.0$	52 39 32	52 39 32	7 20 27	1	Bournon?

Anhang.

Naumann	Bravais	[1]	Irby berechnet	Differenz	Naumann	Bravais	[1]	Irby berechnet	Differenz
$-2R$	$0.2.\overline{2}.1$	X	101° 7′ 10″	0° 1′ 55″	$R5$	$3.2.\overline{5}.1$	X	74° 58′ 40″	3° 59′ 59″
$-\frac{2}{3}R$	$0.9.\overline{9}.4$	X	104 15 36	0 2 1	$R\frac{9}{8}$	$11.8.\overline{19}.3$	Y	48 30 42	0 11 33
$\frac{1}{10}R7$	$4.3.7.10$	Y	35 23 24	10 0 0	$\frac{1}{3}P2$	$2.2.\overline{4}.3$	X	44 6 22	0 2 5
$\frac{2}{3}R\frac{4}{3}$	$7.1.\overline{8}.9$	X	61 33 4	0 1 53	$-\frac{2}{3}R\frac{7}{4}$	$4.10.\overline{14}.9$	Z	76 44 2	0 2 2
$\frac{7}{10}R\frac{2}{7}$	$8.1.\overline{9}.10$	Z	107 32 4	0 26 54	$-\frac{2}{3}R\frac{3}{2}$	$2.10.\overline{12}.7$	Z	76 11 54	0 1 3
$\frac{4}{5}R\frac{7}{6}$	$13.1.\overline{14}.15$	Z	106 51 14	0 1 4	$-\frac{2}{7}R2$	$4.12.\overline{16}.7$	Z	62 53 56	1 59 55
$R\frac{1}{3}$	$8.5.\overline{13}.8$	X	72 2 20	0 10 1	$-R3$	$1.2.\overline{3}.1$	Z	57 1 28	10 0 1
$R3$	$2.1.\overline{3}.1$	Z	57 1 28	10 0 1	$-\frac{1}{5}R3$	$1.2.\overline{3}.5$	Y	17 27 22	0 1 56

[1] X bezeichnet den Flächenwinkel an der Endkante des Rhomboëders und an der kürzeren Endkante des Skalenoëders Y den Flächenwinkel an der längeren, Z den Flächenwinkel an der Seitenkante des Skalenoëders.

Digitized by Google

Naumann	Bravais		Sansoni berechnet	Differenz	Sansoni
$-\frac{1}{5}R$	0.12.$\bar{12}$. 5	X	105° 44′ 0″	0° 6′ 13″	pag. 37; No. 53
$\frac{3}{5}R\frac{3}{5}$	11. 2.$\bar{13}$.15	X	58 38 0	0 1 35	„ 43 „ 83
$R\frac{1}{3}$	19. 3.$\bar{22}$.16	Z	86 58 0	0 2 57	„ 30 „ 40
$R\frac{1}{4}$	9. 5.$\bar{14}$. 4	Y	39 8 0	0 1 59	„ 23 „ 22
R6	7. 5.$\bar{12}$. 2	X	69 33 30	0 3 27	„ 19 „ 8
„	„	Y	48 6 0	0 2 56	„ „ „ „
„	„	Z	24 6 0	0 26 41	„ „ „ „
$R\frac{1}{3}$	23.17.$\bar{40}$. 6	Y	49 16 0	0 1 16	„ 16 „ 2
„	„	Z	22 8 0	0 2 4	„ „ „ „
R8	9. 7.$\bar{16}$. 2	X	67 29 30	0 2 53	„ 50 „ 110
R13	7. 6.$\bar{13}$. 1	X	64 49 30	0 1 59	„ 49 „ 106
R16	17.15.$\bar{32}$. 2	X	63 52 0	0 4 32	„ 35 „ 49
„	„	Y	55 39 0	0 3 19	„ „ „ „
R17	9. 8.$\bar{17}$. 1	Y	54 0 0	1 57 57	„ 26 „ 32
$-\frac{4}{5}R\frac{4}{5}$	4.16.$\bar{20}$. 9	Y	19 31 0	0 2 9	„ 42 „ 82
$-\frac{4}{5}R\frac{4}{5}$	2. 7. $\bar{9}$. 6	X	72 52 0	0 4 54	„ 44 „ 84
$-\frac{11}{16}R\frac{1}{3}$	6.33.$\bar{39}$.26	Z	48 44 0	33 45 13	„ 47 „ 97
$-R2$	1. 3. $\bar{4}$. 2	Y	24 12 0	0 1 48	„ 22 „ 19
$-\frac{4}{5}R\frac{4}{5}$	2. 8.$\bar{10}$. 5	X	82 48 0	0 1 48	„ 47 „ 96
$-\frac{1}{6}R\frac{1}{7}$	3.10.$\bar{13}$. 6	Z	57 52 0	6 0 18	„ 47 „ 97
$-\frac{1}{4}R15$	7. 8.$\bar{15}$. 4	X	63 34 0	2 24 13	„ 23 „ 22
„	„	Y	59 25 0	6 32 54	„ „ „ „
$-\frac{3}{4}R7$	6. 8.$\bar{14}$. 3	X	66 45 0	0 19 35	„ 28 „ 35
„	„	Y	48 54 0	0 3 33	„ „ „ „
„	„	Z	31 18 0	8 16 55	„ „ „ „
$-10R\frac{2}{5}$	1.11.$\bar{12}$. 1	Y	8 36 0	0 1 11	„ 17 „ 5

Mineralogisches Institut der Universität Greifswald, December 1885.

Digitized by Google

Geologisch-petrographische Mittheilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine.

Von

C. Schmidt in Strassburg i. Els.

Mit Taf. XXII. XXIII.

Einleitung.

Der den Centralalpen eigenthümliche Aufbau wird bedingt durch den Gegensatz, welchen die krystallinischen Centralmassive mit den sie umhüllenden oder zwischen ihnen eingeklemmten Sedimentgesteinen bilden.

Jeder Versuch, die Entstehung des centralalpinen Gebirgssystems zu erklären, wird in erster Linie damit beginnen müssen, dass man die gegenseitigen Lagerungsverhältnisse dieser beiden das ganze Alpensystem aufbauenden Elemente zu deuten sucht. Eingehende Untersuchungen gerade in dieser Hinsicht haben nun darauf geführt, für die Entstehung der Centralalpen eine Ursache anzunehmen, welche von Aussen wirkend, sämmtliche Gebirgsglieder — seien dieselben plutonisch oder sedimentär — längst fertig gebildet, als ein einheitliches Ganzes gehoben hat. — Die Bildung der krystallinischen Gesteine gehört einer sehr frühen geologischen Epoche an, die Entstehung des heutigen alpinen Gebirgssystems fand in einer relativ jungen Zeit statt.

So lange man die gebirgsbildende Kraft innerhalb der Alpen selbst suchte, d. h. die krystallinischen Gesteine der Centralmassive als Eruptivgesteine ansah, welche empor-

Digitized by Google

dringend die Sedimente gehoben hätten, war es natürlich von grösster Bedeutung diese Anschauungsweise auch dadurch stützen zu können, dass man mit derselben die petrographische Natur der betreffenden Gesteine in Einklang zu bringen suchte. Die Frage nach der Natur der alpinen, krystallinischen Gesteine verlor aber ihre Bedeutung für das Verständniss der Entstehungsweise der Alpen, seit man sie als passive Gebirgsglieder erkannte; es ist also das petrographische Studium dieser Gesteine ein besonderer, gewissermassen selbstständiger Zweig der geologischen Erforschung der Centralalpen geworden.

Will man aus der heutigen Lagerung der Gesteine, welche Eruptivgesteine, krystallinische Schiefer, metamorphische Sedimente sein können, einen Anhaltspunkt für die Erklärung ihrer Entstehung gewinnen, so muss man sich das Alpensystem in den status quo der Zeit ihrer Bildung zurückversetzt denken. Es ist dazu in erster Linie eine Altersbestimmung der fraglichen Gesteine nothwendig und dann eine vollständige Kenntniss aller der Vorgänge, welche seit dieser Zeit die Lagerungsverhältnisse der alpinen Gebirgsglieder gestört haben: man wird sich gefaltete Schichtencomplexe ausgeglättet und die Glieder verworfener wieder auf gleiche Höhe gebracht denken müssen.

Da nun aber einerseits die Altersbestimmung dieser Gesteine nur in wenigen Fällen möglich ist und anderseits die erforderliche ideelle Wiederherstellung der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse nie mehr als den Werth einer nicht sehr sichern Hypothese wird beanspruchen können, so zwingt uns diese Art und Weise, in der allein die Resultate der geognostischen Untersuchung des alpinen Gebirges verwerthet werden können, bei einem Versuche, die Genesis eines bestimmten Gesteines zu erklären, das Hauptgewicht auf die petrographischen Charaktere desselben zu legen.

In Gebieten, wo wir bei weitem nicht die Mannigfaltigkeit der Bildungen und des geologischen Baues finden, wie in den Centralalpen, wird man bei der Entscheidung, ob ein Gestein eruptiv sei oder nicht, in den meisten Fällen sich nicht allein auf die petrographische Beschaffenheit desselben stützen dürfen, ohne das geologische Auftreten mit zu berücksichtigen.

Digitized by Google

In den Centralalpen wird es noch um so schwieriger sein, mit Hülfe der petrographischen Untersuchung, auf die wir fast allein angewiesen sind, ein festes Urtheil über die Natur der in Frage stehenden Gesteine zu gewinnen, als dieselben gerade in Folge der örtlichen Dislocationen auch in ihrer petrographischen Beschaffenheit modificirt worden sind und in den seltensten Fällen in der Gestalt vorliegen, welche sie ursprünglich bei ihrer Bildung besassen.

Wir sehen, der Weg, welcher allein zu einer erschöpfenden Kenntniss der centralalpinen Eruptivgesteine führt, ist ein weiter und viel geschlungener; es wird auch in vielen Fällen unmöglich sein, ein feststehendes Urtheil sich herauszubilden.

In der vorliegenden Arbeit sollen die Resultate niedergelegt werden, welche bei einem Versuche, einen Porphyr der Centralalpen genauer geologisch und petrographisch zu studiren, zwei andere damit zu vergleichen, bis jetzt erlangt wurden. Mit der Untersuchung des Porphyrs ist natürlich jedesmal eine Discussion der geologischen Verhältnisse der betreffenden Gegend verbunden, und auch andere daselbst auftretende Gesteine sollen jeweilen kurz petrographisch beschrieben werden. Den Ausgangspunkt der Untersuchungen bildete der Porphyr der Windgälle im Kanton Uri; von hier stehen mir auch am meisten geologische Daten zur Verfügung. Zu vergleichenden Studien an den Porphyren im Centralmassiv der Aiguilles rouges wurde ich durch mündliche Mittheilungen von Herrn A. Heim angeregt.

Schliesslich werde ich die Resultate einer Excursion im Banina-Heuthal (Graubünden) hier noch verwerthen.

I. Theil.

Der Porphyr der Windgällen.

Nach den eingehenden und in vielen Punkten abgeschlossenen Untersuchungen von A. Heim, wie wir sie in seinem bekannten Werke: „Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällengruppe“ niedergelegt finden, musste bei einer neuen Bearbeitung des Gebietes der Windgällen die Aufmerksamkeit von vorneherein gerade auf die

Digitized by Google

Fragen gelenkt werden, welche dieser Forscher noch nicht mit aller Bestimmtheit gelöst hatte. Es galt also vor Allem eine petrographische Charakteristik des in so abnormen Lagerungsverhältnissen an der Windgälle auftretenden Porphyrs zu geben, sowie die kartographische Vertheilung der einzelnen Varietäten desselben und die Abgrenzung des Ganzen festzustellen. Eine wiederholte Aufnahme des ganzen Gebietes mit Zugrundelegung der neuen topographischen Karte 1 : 50 000, sowie eine geologische Detailuntersuchung und petrographische Beschreibung der krystallinischen Gesteine des Maderanerthales, deren Beziehung zum Porphyr allerdings schon jetzt besprochen werden wird, müssen die ersten Aufgaben bei der Ausarbeitung einer vollständigen geologischen Monographie des das Maderanerthal begrenzenden Gebirges sein.

Da zum Verständniss der petrographischen Eigenthümlichkeiten des Porphyrs eine eingehende Berücksichtigung seines geognostischen Auftretens unerlässlich ist, so erscheint es zweckmässig, eine Besprechung des geologischen Systems der ganzen Windgällenkette vorauszuschicken, wobei ich mich im Ganzen an die betreffenden Angaben Heim's anschliessen kann und nur wenige neue Beobachtungen hinzuzufügen habe.

1. Sedimentgesteine der Windgälle.

Die Basis der Schichtgesteine bilden in den Centralalpen allgemein Verrucano und Röthidolomit, welche Baltzer[1] zusammenfassend „Zwischenbildungen" nennt[2]. Es kann diese Art der Bezeichnung in Beziehung auf die Verhältnisse, wie sie im ganzen Gebiet des Nordrandes der Finsteraarhornmasse sich darstellen, eine sehr glückliche genannt werden; sie wird sich bei exacter Verwerthung der daselbst gewonnenen Resultate vielleicht durch das ganze Gebiet der Centralalpen in Anwendung bringen lassen. Beide Horizonte dieser Zwischenbildungen sind nach ihrem geologischen Alter nicht näher zu bestimmen, sie sind zwischen Mittelcarbon und Lias eingela-

[1] Baltzer, Der mechan. Contact von Gneiss und Kalk im Berneroberland. (Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. XX. Lief.)

[2] Studer zählt den ganzen braunen Jura ebenfalls noch zu den Zwischenbildungen. (Geol. d. Schweiz. Bd. II. p. 46.)

Digitized by Google

gert. Die als Verrucano bezeichneten Gebilde sind in vielen Fällen weder nach ihrer petrographischen Natur noch nach ihrem geognostischen Auftreten genau zu umgrenzen. Während Heim in der That auf eine scharfe Umgrenzung dessen, was er Verrucano nennt, verzichtet, versuchen Rothpletz[1] und Baltzer den Verrucano als ein klastisches Sedimentgestein zu definiren, das immer (bei normaler Lagerung) concordant unter Röthidolomit liegt, also im Allgemeinen discordant den centralmassivisch gestellten krystallinischen Schiefern auflagert. Es kann in Folge mechanischer und chemischer Veränderungen der Gesteine die Grenze zwischen Verrucano und krystallinischen Schiefern verwischt sein, aber Übergänge zwischen beiden finden nicht statt. Halten wir an dieser Definition von Verrucano fest, so können wir denselben in unserem Gebiet nur an einer einzigen Stelle, nämlich auf Ober Hüfi, in deutlicher Entwicklung nachweisen (siehe Profil V). Er bildet daselbst eine schön gewundene 5 m. mächtige Schicht. Das Gestein ist ein mit Salzsäure brausender Sandstein und besteht hauptsächlich aus Quarzkörnern, die, in allen Grössen neben einander liegend, im Dünnschliff meist als einheitliche Individuen erscheinen und immer durchaus unregelmässige Begrenzung zeigen. Das Cement, theils kalkig, theils quarzitisch, ist durch Häute von Eisenoxydhydrat braun gefärbt und enthält kleine Schüppchen eines muscovitartigen Minerals ausgeschieden[2].

Der Röthidolomit bildet einen geognostisch und petrographisch scharf begrenzten und in Folge seines orographischen Auftretens leicht kenntlichen Horizont. Während er westlich und östlich unseres Gebietes, vom Scheidnössli bis gegen Evithal einerseits, am Piz Cambriales anderseits, in typischer Entwicklung auftritt (vgl. Heim, Atlas. Taf. I), finden sich an der Windgälle selbst ebenfalls blos auf Ober Hüfi Spuren desselben in einer kaum 1 m. mächtigen Schicht (Profil V)[3]. —

[1] Rothpletz, Die Steinkohlenformation und deren Flora an der Ostseite des Tödi. (Abhandl. der schweiz. pal. Ges. Vol. VI. 1879.)

[2] Als vollkommen identisch mit dem vorliegenden Gestein erwies sich nach der mikroskopischen Untersuchung ein vom Foostock (Kt. Glarus) stammender Verrucano.

[3] Auf der Karte, sowie auf den Profilen ist Röthidolomit nicht durch eine besondere Farbe ausgeschieden.

Digitized by Google

Herr A. Heim theilt mir mit, dass er auch beim Rothhorn eine circa 1 m. mächtige Bank von Röthidolomit aus dem Schnee hervorragend gefunden habe.

Schichten, welche dem Lias zugezählt werden könnten, fehlen unserem Gebiete; auch die in den östlichen Centralalpen lithologisch so gut charakterisirten Schiefer, welche dem Horizonte des *Harpoceras opalinum* angehören, sind nur an der nordwestlichen und östlichen Grenze der Windgällengruppe nachzuweisen. Auf Ober Hüfi (Profil V. j 1) erreichen sie eine Mächtigkeit von etwa 25 m.; ferner finden sie sich nach Heim an der Schwärze (Profil III) „dünnschiefrig, gequetscht" unter dem schiefrigen Porphyr. Erst im Hintergrund des Evithales erscheinen diese Schiefer wieder, die Basis der Sedimente bildend. Sie sind hier reich an den für diesen Horizont charakteristischen Kieselknollen. An der Haldeneck[1] treten sie an der nach Süden gerichteten Umbiegungsstelle (Muldenbiegung[2]) des Kalkkeiles, vollständig von Clivage durchsetzt, in grosser Mächtigkeit auf.

Zwei andere Stufen des braunen Jura, welche Heim als durchgehend für das Gebiet der östlichen Schweizeralpen bezeichnet, Eisensandstein (mit *Harp. Murchisonae*) und Echinodermenbreccie (mit *Stephan. Humphriesianum*) finden sich in typischer Entwicklung auf Ober Hüfi (Profil V). Die Echinodermenbreccie (j 3) erreicht dort eine Mächtigkeit von 15 m., während der Eisensandstein (j 2) mehr zurücktritt. Von hier aus lässt sich die Echinodermenbreccie gegen Westen weiter verfolgen; sie erscheint am jetzigen Ende des Hüfigletschers gegen den „Tritt" hinauf, am Ostende der „Schwärze" (Profil III und IV), ferner am Ende des Stäfelgletschers, und etwas schiefrig aber doch ächt über dem Eisenoolith der obern Grube. — Auf der ganzen Westseite der kleinen Windgälle (vom Rübiboden bis ins Evithal) bildet die Echinodermenbreccie das mächtigste Glied des braunen Jura. Im aufsteigenden Gewölbeschenkel scheint sie jedoch zu fehlen. Am obern Furggeli (Profil II) berühren saiger stehende Schichten, die nach ihrem petrographischen Habitus zum Eisensandstein

[1] Vgl. Baltzer, Mech. Contact. Atlas Taf. X. Fig. 2.

[2] Über die Bezeichnungsweise der Glieder von Falten vgl. Heim, Mech. Atlas Taf. XVI. Fig. II.

Digitized by Google

gehören, den Porphyr und sind am Contact von eckigen Porphyrstücken erfüllt, so dass man annehmen möchte, dass sich hier eine Reibungsbreccie gebildet habe.

Der ganze obere braune Jura findet sich vom Calanda bis westlich vom Berner Oberland concentrirt in einer meistens nur 1—3 m. mächtigen Schicht, die als Eisenoolith entwickelt ist. Dieser Horizont ist an der Windgälle sehr gut ausgebildet. Auf Ober Hüfi (Profil V j 4) erreicht er eine Mächtigkeit von beiläufig 6 m. Am oberen Furggeli (Profil II), am Furggeli oberhalb des Käserngrates[1] (Profil I) und im Felsenkamin zwischen Schwarzhorn und Rothhorn gliedert sich derselbe in mehrere Unterabtheilungen. Heim[2] gibt ein detaillirtes Profil des Doggers im Felsenkamin zwischen Schwarzhorn und Rothhorn, leider ist dasselbe jetzt grösstentheils verschüttet. Eine Reibungsbreccie am Contact gegen Porphyr wie im obern Furggeli fand ich hier nicht, wohl aber die schon von Heim erwähnten gerundeten Porphyrgerölle, eingebettet in Echinodermenbreccie und Eisenoolith.

In petrographischer Hinsicht ist dieser Eisenoolith sehr interessant; es mag hier die Beschreibung einiger Varietäten desselben folgen. Eine systematische Untersuchung der verschiedenen Abänderungen dieses Gesteins, verfolgt durch das ganze Gebiet der Centralalpen, würde einen werthvollen Beitrag liefern zur Kenntniss der durch mechanischen Einfluss an Sedimentgesteinen hervorgerufenen Umwandlungen.

Ein von Ober Hüfi stammendes Handstück dieses Oolithes besteht in seiner Hauptmasse aus einem dichten Kalk, welcher durch eingelagerte Schüppchen von Eisenoxyd (Hämatit) rothgefärbt ist. Die in die Länge gezogenen etwa 2 mm. langen Oolithkörner sammeln sich stellenweise an. Sie bestehen aus Magnetit und zeigen einen schaligen Aufbau. Zwischen den äusseren Schalen dieser Oolithkörner sammelt sich oft in dünnen Streifen ein hellgrün durchscheinendes Mineral an.

---

[1] Käserngrat möchte ich den aus Porphyr bestehenden von N. nach S. verlaufenden Felsgrat bezeichnen, welcher sich von dem zwischen den rothen Hörnern und der grossen Windgälle verlaufenden Kamme abzweigt.

[2] Vgl. Mechanismus. Bd. I. p. 63. Atlas Taf. IV. Prof. IIb.

Digitized by Google

Die meist schiefrigen Eisenoolithe der obern Eisengruben sind von dunkler braun-schwarzer Farbe und enthalten in grosser Menge stark glänzende bis 1 mm. grosse Magnetitoktaëderchen. Wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, besteht die Gesteinsmasse zum grössten Theile aus Magnetit, welcher in derben, netzförmig sich verbreitenden Partien auftritt. Weitere Gemengtheile derselben sind Körner von Kalkspath und Rotheisen. Die zahlreich vorhandenen, gleichmässig durch das ganze Gestein sich verbreitenden Oolithkörner bestehen zum Theil ebenfalls noch aus schalig sich anordnendem Magnetit. Oft aber gehen sie an den Rändern in ein grünes, schwach pleochroïtisches, Aggregatpolarisation zeigendes Mineral über, welches dann in den meisten Fällen weiter um sich greift und schliesslich die ganze Substanz der Körner bildet, so dass nur hie und da im Innern derselben noch einzelne Körner oder Schalen Magnetit übrig bleiben. Immer zeigen diese schalig aufgebauten, grünen Körner ein Interferenzkreuz zwischen gekreuzten Nicols. — Die überall im Handstück hervorglänzenden Magnetitkryställchen, deren Zahl im Dünnschliff sich noch vermehrt, sind wohl als jüngste Bildung aufzufassen. Sie entstehen hauptsächlich auf Kosten des derben Magnetites, wie er sich in der Gesteinsmasse findet, oder ebenso wie das grüne Mineral aus dem Magnetit der Oolithkörner. Diese Umkrystallisirung kann so weit gehen, dass schliesslich sämmtlicher Magnetit nur noch in Form scharf ausgebildeter Krystalle auftritt. Da dieser Fall gerade bei einer am meisten schiefrigen Varietät beobachtet wurde, so scheint die Vermuthung Heim's, dass mechanische Umformung des Gesteins und Umkrystallisation des Erzes in ursächlichem Zusammenhang stehen, nicht unbegründet zu sein[1].

Trotz langwieriger Versuche gelang es mir nicht, durch Trennung mit Hülfe der Thoulet'schen Lösung und des Magneten eine für eine Analyse genügende Portion des grünen, unbestimmten Minerals rein zu erhalten. Es erinnert dasselbe an das Eisenoxydulsilicat, welches ebenfalls mit oolithischer Structur sich in einem dem Oxford angehörigen Kalk-

[1] Vgl. Heim, Mechanismus Bd. I. p. 62. Bd. II. 98, sowie Baltzer, Der mechan. Contact etc. p. 48.

Digitized by Google

stein im Chamosonthale bei Ardon (Kt. Wallis) findet und von Berthier Chamosit genannt wurde[1],[2].

In dünnen Lagen zwischen den Schichten, sowie auf Klüften des Eisenoolithes der obern Eisengruben treten merkwürdige Neubildungen auf, welche bereits von A. Müller und P. Groth erwähnt werden[3]. Das Gestein, welches als compacte Einlagerung erscheint, besteht aus glasglänzenden 2—5 mm. langen Plagioklasleisten. Die Zwischenräume ausfüllend, oder als feiner Überzug über dieselben, tritt ein dunkelgrüner, feinschuppiger Chlorit (Rhipidolith) auf. Im Dünnschliff erweist sich der Plagioklas als recht frisch. Der Rhipidolith bildet kleine Schüppchen, welche zwischen den Feldspathleisten zu dichten Aggregaten sich ansammeln oder zerstreut in grosser Menge als Einschlüsse in demselben sich finden. Die einzelnen Schüppchen sind lebhaft pleochroïtisch; der parallel c schwingende Strahl ist strohgelb, die parallel a und b schwingenden Strahlen sind dunkelgrün.

Auf Klüften des Oolithes finden sich oft wohlausgebildete Krystalle von braungelbem Kalkspath (Ankerit), Eisenspath und Eisenglanz, Albitzwillinge und Quarzsäulen[4]. Die Ankerite zeigen auf ihrer angewitterten Oberfläche ein System parallel der Basis und den Rhomboëderkanten verlaufender Rillen. In Beziehung auf die paragenetischen Verhältnisse dieser Mineralien lässt sich angeben, dass auf einzelnen Drusen Quarz als ältestes, Kalkspath als das jüngste Mineral auftritt, indem

---

[1] Studer, Index der Petrographie. p. 49.

[2] Herr L. v. Werweke hatte die Freundlichkeit, mir Dünnschliffe eines Eisenoolithes zu zeigen, welcher in lothringischen Murchisonschichten eingelagert sich findet und dort Minette genannt wird. Die Oolithkörner dieser Gesteine bestehen, wie die der meisten ausseralpinen jurassischen Eisenoolithe, aus Eisenoxydhydrat. In einigen Varietäten tritt hier ebenfalls ein lichtgrün durchscheinendes Mineral auf, und zwar neben Calcit als Ausfüllungsmasse, wohl auch als Versteinerungsmittel mikroskopischer, organischer Reste, es schliesst sich meistens eng an die Oolithkörner an.

[3] Vgl. Verhandlungen der naturf. Gesell. in Basel. Bd. IV. 1867. Müller, a) Die Eisensteine des jurassischen Kalkgebirges am Fuss der Windgälle. p. 575. b) Über die Eisensteinlager am Fuss der Windgälle. p. 762. Ferner P. Groth, Mineraliensammlung der Universität Strassburg. p. 250.

[4] Eine nähere Beschreibung dieser Mineralien gedenke ich in nächster Zeit veröffentlichen zu können.

Digitized by Google

Quarzsäulen von Albittafeln und Albite von Kalkspath umwachsen werden. — Oberhalb Landiberg an der Westseite der kleinen Windgälle fand ich in Blöcken ein höchst bemerkenswerthes oolithisches Gestein. In einem grobkörnigen, krystallinischen Kalkstein, der reich an mikroskopischen Resten von Organismen (meistens Crinoïdenbruchstücken) ist, liegen schalig aufgebaute, längliche Oolithkörner, deren längerer Durchmesser oft über 1 cm. beträgt. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass diese Körner aus einem Gemenge brauner Schüppchen von Eisenoxydhydrat und dem bereits beschriebenen Chamosit-ähnlichen Mineral bestehen. In diesen grossen Oolithen liegen hie und da bis 0,05 mm. grosse, sphärolithische Gebilde. Kleinere ganz regelmässig schalig aufgebaute Körner zeigen zwischen gekreuzten Nicols ein aus zwei Hyperbeln bestehendes Interferenzbild, ähnlich demjenigen, welches zweiaxige Krystalle in convergentem polarisirtem Licht zeigen.

Wie überall am Nordrande des Finsteraarhornmassivs bildet der Malm auch an den Windgällen die Hauptmasse der Sedimente. Die an der Basis derselben auftretende Oxfordgruppe (D'ORB.) schliesst sich orographisch an den Dogger an, d. h. sie bildet gewöhnlich zugleich mit demselben am Fusse der schroffen Wände des Hochgebirgskalkes schmale Terrassen. In der Ostschweiz, d. h. bis zur Windgälle, bildet das Oxford als Schiltkalke (ESCHER) einen petrographisch und paläontologisch gut charakterisirten Horizont[1]. In den Alpen westlich der Reuss ist das Oxford hingegen als thonige, dünnschiefrige, dunkelgraue Kalke entwickelt[2].

Nach der petrographischen Ausbildung der betreffenden Gesteine zu urtheilen, scheint es mir, als ob am Südabhang der Windgällen die schiefrige, den Effinger Schichten (MÖSCH) entsprechende Stufe des Oxford, auf Hüfialp aber die Schiltkalke (Birmensdorfer Schichten [MÖSCH]) vorherrschten.

Überall an diesen Gesteinen lassen sich die Wirkungen mechanischer Kräfte erkennen. Gar nicht selten finden wir

---

[1] Vgl. BACHMANN, Berner Mittheilungen. 1863. MÖSCH, Der Jura in den Alpen der Ostschweiz. 1872. HEIM, Mechanismus. Bd. I. p. 67.

[2] BALTZER, Contact von Gneiss und Kalk. p. 49.

Digitized by Google

gequetschte und verzogene Petrefacten, namentlich Belemniten[1].

Bei den Eisengruben fand ich einen parallel der Schieferung des Gesteins in der Weise auseinander gerissenen Belemniten, dass die einzelnen Bruchstücke desselben nicht wie gewöhnlich in einer geraden Linie liegen, sondern noch gedreht sind, so dass sie, alle unter einander annähernd parallel, mit der Längsrichtung der Schieferung einen Winkel von ungefähr 45° bilden. Dieselbe Erscheinung beobachtete ich auch an Schiefern in der Ramozeschlucht bei Vättis (Kt. St. Gallen).

Am Ende des Stäfel-Gletschers zwischen Unter-Furggeli und Schwarzberg treten direct unter dem Doggerband braunroth angewitterte, sehr schön gefältelte Kalkschiefer (Ob. Oxford?) auf. Die Fältelung tritt namentlich dadurch schön hervor, dass graue, dünne, mit Salzsäure wenig brausende Lagen, rippenartig hervorragend, abwechseln mit intensiv braunroth gefärbten, mit Salzsäure lebhaft brausenden Lagen.

Das an Masse weitaus überwiegende Formationsglied ist der Hochgebirgskalk, welcher hier wie überall in den Centralalpen äusserst arm an Fossilien ist und durch mechanische Kräfte bald dünnschiefrig ausgewalzt, bald marmorisirt erscheint.

Die eocänen Sedimente der Windgällengruppe sind theils Thonschiefer (Flysch), theils Nummulitensandstein, theils sind sie als Taveyanazsandstein zu bezeichnen[2]. — Die Thonschiefer, mit eingelagerten Sandsteinbänken, erreichen ihre grösste Entwicklung, mannigfache Falten bildend, in der Gegend von Krummkähli und Riedersegg. — An der Basis der hohen Kalkwand der Windgällen, südlich oberhalb des Seewli-Sees, ziehen sich steil nach Süden fallende Nummulitensandsteinbänke hin, welche dann, nach Süden sich fortsetzend, oberhalb Riedersegg als Muldenkern in die grosse Windgällenfalte eintreten, sich bis an die Widderegg verfolgen lassen und nochmals am rechten Ufer des Hüfigletschers zu Tage treten.

[1] Vgl. Heim, Mechanismus. Atlas Taf. XIV

[2] Die Karte von Heim (Atlas zu Mechanismus) zeigt die Verbreitung dieser drei Glieder auch innerhalb unseres Gebietes.

Digitized by Google

Der Taveyanazsandstein[1] erreicht an der nördlichen Grenze des Gebietes, vom Stichgand aus gegen Rinderstock, Rothgrat und Schwarzstöckli eine bedeutende Mächtigkeit und Ausdehnung. Das Gestein ist deutlich geschichtet, bis 1 m. mächtige Bänke bildend. Grosse, scharfkantige, braun angewitterte Blöcke desselben häufen sich am Nordgehänge der Seewlialp zu weit ausgedehnten Trümmerhalden an.

Die hier zu beschreibenden Stücke dieses Gesteines sind von dunkel lauchgrüner Farbe, die „erbsengrossen hellern Flecken“[2] fehlen. In einer splittrigen, grünlichen Grundmasse lassen sich mit der Loupe zahlreiche, etwa 1 mm. grosse, schwarz glänzende Hornblendesplitter, sowie stark glänzende Quarzkörner, ferner Feldspathdurchschnitte und braun glänzende Partikel eines Erzes, wahrscheinlich Magnetkies erkennen. Mit Salzsäure betupft braust das Gestein auf. Nach der mikroskopischen Untersuchung besteht dasselbe aus Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Augit, Hornblende, Chlorit, Calcit und Magnetit[3]; es erweist sich als ein unverkennbar klastisches Gestein.

Quarz erscheint in scharfkantigen, splitterartigen Individuen und zeigt meistens deutliche undulöse Auslöschung, auch wohl Streifensysteme beim Drehen zwischen gekreuzten Nicols. Der Orthoklas ist stark zersetzt; er tritt in grössern rechteckigen Durchschnitten auf, bisweilen fast porphyrartig hervortretend, während der Plagioklas, meist bedeutend frischer, als schmale Leisten entwickelt ist und nie grössere Dimensionen erreicht. Die durchgehends geringe Auslöschung der Leisten (ca. 5°) lassen vermuthen, dass Oligoklas vorliegt.

Augit ist der an Individuenzahl weitaus vorherrschende Gemengtheil des Gesteins. Die rissigen, licht gelblich-grünen Körner sind gewöhnlich noch recht frisch, zeigen keinen Pleochroïsmus und eine Auslöschungsschiefe zwischen 27° und 40°. — Die Hornblende charakterisirt sich durch geringe Aus-

[1] Vgl. Studer, Index der Petrographie. p. 232.

[2] Vgl. Heim, Mechanismus. Bd. I. p. 78.

[3] In gleichfalls nicht gefleckten Varietäten von Taveyanazsandstein aus dem Berneroberland fand Baltzer keine Hornblende. (Vgl. Bibliothèque Universelle. Arch. des scienc. phys. et nat. 3 Période. Tome VIII. Genève 1882. p. 396.)

Digitized by Google

löschungsschiefe und starken Pleochroïsmus. Die Farben sind, analog wie bei den Hornblenden jüngerer Gesteine, licht bräunlich-gelb und schmutzig dunkel grünlich-braun. Vielfache Zwillinge sind nicht selten; einzelne Krystalle zeigen zonaren Aufbau. Häufig sind die Leisten zerbrochen oder geknickt. Die Hornblende tritt weit weniger häufig als der Augit auf, wird aber zuweilen bedeutend grösser und ist meist stärker zersetzt. Chlorit sammelt sich zu lichtgrünen Putzen an und ist wohl hauptsächlich ein Zersetzungsproduct der Hornblende. Calcit verbreitet sich, die Zwischenräume ausfüllend, in kleinen Körnern durch das ganze Gestein.

In der ganzen Art seiner Ausbildung gleicht dieser Taveyanazsandstein, der nach Heim, Baltzer, Renevier und Lory den obern Horizonten des Eocän angehört, vollkommen gewissen devonischen Schalsteinen. Die Entstehungsweise desselben liesse sich vielleicht mit dem freilich sehr vereinzelten Auftreten diabas- und melaphyrartiger Gesteine im Eocän am Nordabhang der Alpen in Zusammenhang bringen[1].

Anmerkung. Herr Dr. E. Haug hatte die Freundlichkeit, einige von mir in den besprochenen Gegenden gesammelte Petrefacten zu bestimmen. Bezugnehmend auf die Arbeiten von Stutz[2] möchte ich hier anführen, dass oberhalb Niedersurenen im Engelbergerthal an mehreren Punkten im Liegenden der schwarzen Schiefer, welche nach Stutz zum Lias (einschliesslich der Opalinus-Thone) gezählt werden müssen, sich eine etwa 1 m. mächtige, schwarze Kalkbank findet, direct auf Röthidolomit lagernd.

Ich fand darin:

Harpoceras Aalense Ziet.
Terebratula Eudesi Opp.
„ *teste* Dumort.
Pecten [Entolium] disciformis Schübl.
Unicardium sp. (nov.?)
Cypricardia sp. indet.

---

[1] Vgl. Kaufmann, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. XIV. 2. Abth. p. 82 u. f. Ferner Schardt, Études géol. sur le Pays-d'Enhaut Vaudois. (Bullet. de la Soc. vaud. des scienc. nat. vol. XX. No. 90. 1884. p. 15.) Ich hoffe diese vereinzelten interessanten Vorkommnisse nächstens genauer besprechen zu können.

[2] Dies. Jahrb. 1879. 842 und 1884. II. 14.

Digitized by Google

Von diesen Formen weisen die beiden ersten sicher auf Ober-Lias; die über dieser Bank liegenden schwarzen Schiefer vertreten dann wahrscheinlich die Opalinus-Thone.

Im Erstfelderthal fand sich westlich oberhalb der Mattalp in harten aussen gelben, innen schwarzen Kalkbänken neben *Harpoceras [Ludwigia] Murchisonae* Sow. *Pholadomya Frickensis* Moesch. (Moesch. Monogr. Pholad. Tab. X. Fig. 1. pag. 30), eine Form, die mit *Harp. Murch.* auch anderswo zusammen vorkommt.

Der Eisenoolith von Hüfiälpeli enthält:

Harpoceras [Ludwigia] punctatum Stahl.
(Leitform für Zone der *Reineckia anceps* und des *Cosmoceras Jason.*)
Reineckia sp.

2. Geologischer Bau der Windgällenkette.

Das Gebiet der Windgällen bildet den östlichen Endpunkt einer geologisch sehr interessanten Linie, auf welcher die sedimentären Formationen des nördlichen alpinen Randgebirges und die krystallinischen Gesteine des weit ausgedehnten Finsteraarhornmassivs sich unter bestimmten, immer wiederkehrenden Erscheinungen berühren. Orographisch ist diese Linie vom mittlern Theile des Urbachthales im Berner Oberland bis zum Ende des Hüfigletschers im Maderanerthal durch von SW nach NO verlaufende Längsthäler markirt, deren Wasser in die beiden, ihr System kreuzenden Querthäler der Aare (Haslithal) und der Reuss sich ergiessen. Die Thalsohle selbst ist überall in den im Allgemeinen steil nach SO einfallenden krystallinischen Schiefern eingeschnitten, welche auch den südlichen Abhang der Thäler und die denselben krönenden Bergspitzen zusammensetzen. Am Nordabhang aber schieben sich in einer gewissen Höhe über die steil nach SO einfallenden Gneissstraten in discordanter Lagerung die mächtigen, sedimentären Ablagerungen, im Allgemeinen WSW—ONO streichend und schwach nach Norden einfallend. Es ist dies die Linie des mechanischen Contactes von Gneiss und Kalk.

In Übereinstimmung mit dem gleichartigen geologischen Baue ihrer Gehänge zeigen diese Thäler auch überall denselben landschaftlichen Typus. Der Südabhang steigt in

Digitized by Google

gleichmässiger Neigung in die Höhe und trägt eine Reihe durch die Erosion herausgenagter kegelförmiger Gipfel, von deren Spitze in divergirenden, bis in die Thalsohle hinab verlaufenden Rinnen mit schwach geneigten Böschungen die Wasser ins Thal fliessen, so dass der ganze Hang gleichsam gerippt erscheint. An keinem dieser Gipfel hat die Erosion eigenartige Formen herausgemeisselt; überall zeigt das Gebirge im Grossen denselben ruhigen, düstern Charakter; es wirkt auf den Beschauer nur durch seine Masse und durch die unbeschränkte Zahl der sich drängenden, himmelanstrebenden Spitzen.

Auf der Nordseite dieser Thäler erhebt sich über einem gleichförmig ansteigenden, aber doch im Einzelnen reich gegliederten Sockel krystallinischer Gesteine eine undurchdringliche, unübersteigbare Kalkmauer, welche als zusammenhängende Masse die Thalschaft ihrer Länge nach, gegen Norden abschliesst; nur wenige hinter ihr liegende beeiste Gipfel vermögen sie zu überragen. Jede einzelne Partie dieser starren, grauweissen Kalkmasse besitzt eine ihr eigenthümliche Architektonik: hier bieten sich den erodirenden Kräften bald harte Kalkbänke, oder weichere Mergelschichten, bald breite Schichtflächen oder schmale Schichtenköpfe dar; es müssen sich daher auch überall besondere, eigenartige äussere Gestaltungen des Felsgerüstes herausbilden, die sich zwar wiederholen, so oft dieselben Verhältnisse, bedingt hauptsächlich durch den geologischen Aufbau des Schichtencomplexes, sich wieder einstellen. Senkrechte Felsabstürze, schmale, treppenförmig übereinander liegende, horizontale Bänder, vorspringende Erker, einzeln aufragende Zacken beleben in buntem Wechsel die starre, vegetationslose Felsenmasse, welche, von grellstem Sonnenlichte beleuchtet, einen scharfen Gegensatz zu dem düstern, im Schatten liegenden südlichen Abhang dieser eigenartigen Thäler bildet.

Das Kalkgebirge schiebt sich nur da, wo das Gebirgssystem noch am vollständigsten erhalten ist, die durch den Verlauf dieser Thäler bezeichnete Linie überschreitend, weiter nach Süden über das Centralmassiv hinweg, auf den Wasserscheiden zwischen Engelberger- und Erstfelderthal einerseits und Engelberger- und Gadmen- resp. Wendenwasserthal an-

Digitized by Google

derseits die Gipfel der Spanörter und des Titlis bildend[1]. Die hohen Kalkwände auf der Nordseite dieser Längsthäler lassen keine grossen Complicationen in ihrem Aufbau erkennen, ebenso wenig wie die unter den Sedimentärformationen steil stehenden krystallinischen Schiefer. Der Dogger hingegen und namentlich die Zwischenbildungen, eingeklemmt zwischen Hochgebirgskalk und Gneiss, bilden im Gadmenthal und im Erstfelderthal für sich mehrfache Falten.

Während also in den besprochenen Längsthälern der geologische Bau des Contactgebietes ein verhältnissmässig einfacher ist, treffen wir weit complicirtere Verhältnisse im Gebiete westlich vom Haslithal, da wo Gneiss und Kalk mächtiger entwickelt sind und wo keine Längsthäler zwischen beiden sich öffnen. Der für diese Gegenden charakteristische Gebirgsbau, bedingt durch liegende Falten des ganzen Systems der Sedimente, über deren nach Süden gekehrte Mittelschenkel krystallinische Gesteine sich hinüberschieben, findet sich nun wiederholt im Gebiete der Windgällengruppe.

Das Gebiet, dessen geologischen Bau wir zum Verständniss der Lagerungsverhältnisse des Porphyrs näher kennen lernen müssen, ist vor Allem der Nordabhang des Maderanerthales. Ein scharf ausgeprägter, aus Hochgebirgskalk bestehender zackiger Kamm, der von den rothen Hörnern über die grosse Windgälle, den Gwasmet, und den grossen Ruchen hinweg bis zum Alpgnoferstock von West nach Ost sich erstreckt, schliesst das Maderanerthal nach Norden ab. Das tiefeingeschnittene Reussthal durchschneidet das Gebirge senkrecht zur Streichrichtung desselben. Da der mittlere und untere Theil des Maderanerthales dagegen ein Längsthal ist, so zeigt der reichgegliederte Nordabhang desselben die Tektonik der Windgällenkette in ihrer ganzen Längsausdehnung. Einen wichtigen Einblick in den Bau des Gebirges erlaubt schliesslich noch das enge Querthal, in welchem der Hüfigletscher herabsteigt. Da die Windgällenkette in der Weise von Süden, Westen und Osten her durch tief eingeschnittene Thäler von dem umgebenden Gebirge isolirt erscheint, so war es möglich, einen in seltener Weise vollkommenen Einblick in den complicirten Bau derselben zu gewinnen.

[1] Vgl. Baltzer, Contact von Gneiss und Kalk. Karte.

Digitized by Google

Beim Scheidnössli, zwischen Schaddorf und Erstfeld steigen die Sedimente aus der Thalsohle der Reuss empor und bilden in geringer Höhe oberhalb der Haldeneck eine kleine Falte, in deren Gewölbekern die krystallinischen Schiefer hineintreten[1]. An der Südwestecke der kleinen Windgälle hat die Basis der Sedimente schon eine Höhe von 2200 m. erreicht; im Hintergrunde des Maderanerthales liegt sie hingegen nur 1580 m. hoch (Profil III), weiter nach Osten ist sie gar nicht mehr denudirt (Profil IV und V).

Auf dieser Linie, wo die Randkette mit dem Centralmassiv in Berührung tritt, bilden die Jura- und Eocänformation[2] eine Falte, die grosse Windgällenfalte, deren Verlauf A. Heim in seiner geologischen Monographie der Tödi-Windgällengruppe in erschöpfender Weise uns darstellt[3].

Die einzelnen Theile der Falte: Muldenschenkel, Muldenbiegung, Mittelschenkel, Gewölbebiegung und Gewölbeschenkel, sind auf den verschiedenen, senkrecht zur Streichrichtung der Schichten durch das Gebirge gezogenen Profillinien ungleich entwickelt und auch durch die Erosion ungleich blossgelegt.

In der Umgebung des Seewli-Sees, auf der Nordseite der Windgällenkette, tritt Eocän als Hangendes des zum Gewölbeschenkel gehörenden Hochgebirgskalkes auf. Bevor dasselbe nun als schmales Band, den Muldenkern bildend, in die grosse Hauptfalte eintritt, entstehen in der Umgebung von Riedersegg durch locale Stauungen sehr complicirte Lagerungsverhältnisse zwischen Jura und Eocän. Die Karte stellt diese Verwicklungen in Folge der Steilheit des Terrains beinahe im Profil dar. Auf der ganzen Länge der Falte treffen wir nun auf dem Mittelschenkel liegend, als Gewölbekern,

---

[1] Sehr schön erkennt man dort den Verlauf des Gewölbeschenkels an den steil nach Süden in vielen kleinen Windungen aufsteigenden Schichten des Röthidolomit. Im Mittelschenkel scheinen die Zwischenbildungen zu fehlen. — Schon im Jahre 1828 gab Dr. Lusser im Taschenbuch für Mineralogie von Leonhard eine ganz richtige Darstellung dieser Falte. Vgl. ferner: Stapff, Geologische Übersichtskarte der Gotthardstrecke. 1885. Bl. I.

[2] Dass die Zwischenbildungen im Gebiet dieser Falte meistens fehlen, habe ich bereits erwähnt.

[3] Vgl. ferner: Société Géologique Suisse. (Procès verbal des excursions de la section de Géologique le 10, 11, 12 août 1883 par V. Gilliéron.)

Digitized by Google

krystallinische Gesteine, grösstentheils Porphyr, oft in enger Verbindung mit carbonischen Bildungen.

An der Westecke der kleinen Windgälle (Heim, Atlas Taf. IV. Fig. 1) ist blos der von Norden kommende Muldenschenkel, der aus Eocän bestehende Muldenkern und der Mittelschenkel erhalten — Muldenbiegung, Gewölbebiegung und Gewölbeschenkel fehlen. Der Dogger, welcher nach Heim in umgekehrter Lagerung auf dem Hochgebirgskalk des Mittelschenkels liegen soll, fehlt ebenfalls, Carbon oder Porphyr lagern direct auf dem zu dünnen, gebogenen Platten ausgewalzten Malm; erst an der Südostecke der kleinen Windgälle (Profil I) findet sich wieder Dogger zwischen Carbon und Malm eingelagert. In ganz analoger Weise wie hier an der kleinen Windgälle fehlen auch an der obersten Gneissfalte des Gstellihorns im Berner Oberland die obersten Schichten (Dogger etc.) des umgekehrten nach Norden zurückkehrenden Mittelschenkels[1], um wie auch an der Windgälle im aufsteigenden Gewölbeschenkel plötzlich wieder zu erscheinen.

Auch im Muldenschenkel der Windgällenfalte fehlt der Dogger auf der Strecke von Rückenegg bis oberhalb Oberkäsern.

Der von den rothen Hörnern bis zum Alpgnoferstock verlaufende Felskamm bildet nun den aufsteigenden und nach Süden sich umbiegenden Gewölbeschenkel der Falte. Profil II zeigt an der Widderegg nun auch die Muldenbiegung mit dem als Muldenkern auf sich selbst zurückgelegten Eocän; an der Umbiegungsstelle ist der Dogger weggeschürft und Gneiss umhüllt die scharf gebogenen Malmschichten, zum Theil mit denselben flach umbiegend. Beim unteren Furggeli bilden die Schichten des weissen und braunen Jura des Mittelschenkels einen scharfen Knick. Im obern Furggeli, am Fuss der grossen Windgälle treffen wir die saiger stehenden Doggerschichten des Gewölbeschenkels, die sich von da weg mit geringen Unterbrechungen als braunes Band am Fusse der schroffen Kalkwand bis an das Ostende der Alpgnofer Platten verfolgen lassen. Weiter nach Osten auf den Stafelalpen und dem Ortliboden ist der Malm des Mittelschenkels entblösst,

[1] Vgl. Baltzer, Mech. Contact etc. Atlas Taf. VI.

Digitized by Google

der ursprünglich darauf lagernde Dogger ist nur noch an wenigen Stellen in kleinen Stücken erhalten. Vom Schwarzthal weg bis zur Firnplanke beim Hüfigletscher sind Muldenschenkel, Muldenbiegung und Mittelschenkel vollständig von Gneiss und schiefrigem Porphyr umhüllt. An mehreren Stellen traf ich vereinzelte, mitten im Gneiss steckende Schollen von Hochgebirgskalk (vgl. Karte). Die Isolirung dieser Schollen geschah wohl durch Abreissen von der Hauptmasse des Kalkes bei dem mechanischen Process der Faltung[1].

Durch das Thal des Hüfigletschers wurde nun der Mulden- und Mittelschenkel der Falte wieder freigelegt; auch das Eocän des Muldenkernes tritt am rechten Ufer des Gletschers zu Tage. Die Falte ist von der kleinen Windgälle bis zum Hüfigletscher um 620 m. gesunken und auch bedeutend schwächer geworden, der Mittelschenkel erscheint um Vieles verkürzt (Profil III und IV). Auf der linken Seite des Hüfigletschers bilden Gneisse den Gewölbekern. An Stelle einer einzigen Muldenbiegung erscheinen mehrere kleinere Biegungen, indem im Muldenschenkel selbst Nebenfalten auftreten. Auf Ober Hüfi (Profil V) finden wir nun noch die Basis des nach Süden zurückgelegten Gewölbeschenkels, welcher im westlichen Theile der Falte vollständig fehlte.

Gehen wir noch weiter nach Osten, so sehen wir, wie der Gewölbeschenkel immer mehr an Ausdehnung gewinnt, bis schliesslich auch in ihm Nebenfalten auftreten: es löst sich die eine grosse Windgällenfalte in ein System übereinander liegender kleinerer Falten auf.

3. Die krystallinischen Gesteine des Maderanerthales.

Die krystallinischen Gesteine des Maderanerthales gehören dem nordöstlichen Theile des grossen Centralmassivs des Finsteraarhorn an; ihre Schichten streichen WSW—ONO und fallen unter 50—70° nach SSO ein. Am Nordabhang des Thales biegen die Gneisse flacher um und legen sich, zwar nur in geringer Ausdehnung, über den Mittelschenkel der

[1] Vgl. Baltzer, Mechan. Contact von Gneiss und Kalk. p. 184.

Digitized by Google

Windgällenfalte. G. vom Rath[1], A. Müller[2] und A. Heim[3] beschreiben die krystallinischen Gesteine des Maderanerthales. Müller sucht dieselben mineralogisch zu bestimmen und unterscheidet Thon-, Talk- und Glimmerschiefer, Felsitschiefer, Chlorit- und Hornblende-Gneisse, Syenite und Diorite etc., ohne aber die Verbreitung der einzelnen Varietäten zu verfolgen. A. Heim versucht es, die Verbreitung einzelner Abänderungen kartographisch festzustellen (Atlas Taf. I) und dieselben mit andern Vorkommnissen petrographisch und geologisch zu parallelisiren, indem er ein vollständiges Profil durch das Ostende des Finsteraarhornmassivs gibt. Trotzdem ich viel Zeit und Mühe darauf verwendet habe, bestimmte Typen ihrer petrographischen Natur nach festzulegen und in ihrer Verbreitung zu verfolgen, so muss ich mich darauf beschränken, unter dem reichlich gesammelten Material nur einige wenige Gesteinsabänderungen heraus zu greifen und mikroskopisch zu untersuchen. Auch mir erscheint es zweifelhaft „ob es jemals gelingen wird, in dem Heer der durch diese Gesteine gebildeten Abänderungen eine Gesetzmässigkeit und ein regelmässiges Wiederkehren bestimmter Typen zu erkennen".

Am Abhang von Waldiberg, in der Gegend von Frisenthal und Frenschenberg sowie oberhalb Bristen, am Südabhang des Thales treten gneissartige Gesteine[4] auf, die bald körnig, bald schiefrig sind. Die körnigen Varietäten, welche mehr gegen Norden vorherrschen, bilden ein grob- und gleichkörniges Gemenge, ohne stark ausgeprägte Schieferung. Der Feldspath ist vorwiegend Orthoklas; Plagioklas ist weniger häufig und oft noch recht frisch. Quarz ist recht reichlich vorhanden und bildet unregelmässig begrenzte Partieen, die zwischen gekreuzten Nicols sich in ein Aggregat zackig begrenzter, in einander greifender Körner auflösen. Als basische Gemengtheile erscheinen zerstreut kleine Schüppchen eines grünen Glimmers (Chlorit) und Muscovit. Beide sind oft mit

---

[1] G. vom Rath, Geognostisch-mineralogische Beobachtungen im Quellgebiet des Rheins. (Zeitschr. d. d. geol. Ges. Bd. XIV. 1862. p. 391.)

[2] A. Müller, Verhandl. der naturf. Ges. in Basel. Bd. IV. 1867.

[3] A. Heim, Mechanismus. Bd. I. p. 22.

[4] Von Stapff werden dieselben als „Glimmerschiefergneiss" bezeichnet. (Geolog. Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke. 1885.)

Digitized by Google

einander verwachsen. In der Umgebung von Frenschenberg nimmt dies Gestein einen andern Habitus an, indem der Chlorit sich zu Flasern anhäuft. Dadurch, dass schliesslich der Chlorit noch mehr überhand nimmt und zugleich Quarz gegenüber Feldspath zurücktritt, entstehen die Chlorit- und Glimmerschiefer, welche die Felswand zusammensetzen, längs welcher der Weg von Amsteg nach Bristen hinaufführt.

Am Nordufer des Kerstelenbaches tritt zwischen dem Seebach und der Widderlauwi eine Scholle von schiefrigem Augengneiss auf. Der porphyrartig hervortretende Feldspath erscheint im Dünnschliff in Form unregelmässig begrenzter Partieen, ist meistens zersetzt und macht oft den Eindruck von Carlsbader Zwillingen mit eingeschaltetem, an der Zwillingsstreifung kenntlichem Plagioklas. Das kleinkörnige Gemenge, in welchem diese grössern Feldspathe eingebettet liegen, besteht aus Quarzkörnern, meist frischen Plagioklasleisten, denen sehr zahlreiche dunkelgrüne, unregelmässig zackig begrenzte Hornblendesäulchen und hie und da Blättchen eines braunen fasrigen Glimmers beigemengt sind. Als charakteristischer accessorischer Gemengtheil dieses schiefrigen Hornblendegneisses tritt Titanit in Form zahlreicher brauner Körner, die häufig Zwillingsstreifung zeigen, auf.

Die Gesteine, welche auf Hüfialp den Gewölbekern der Falte bilden, sind grösstentheils ebenfalls augengneissartig entwickelt. Zwischen den bis 1 cm. langen, ausgezogenen Feldspathleisten, die noch verhältnissmässig frisch sind und u. d. M. keine Zwillingsstreifung zeigen, ziehen sich Aggregate winziger Quarzkörnchen, Plagioklasleistchen und Flasern eines zersetzten braunen Glimmmers hindurch.

Nach A. Heim zieht sich eine Zone Granit-Gneiss in einer Mächtigkeit von ungefähr 200 m. ohne eine Andeutung von Schichtung zu zeigen am Bristenseeli vorbei; sie tritt am Steinthalstock, an der Hagstecke, südlich vom Düssigipfel wieder auf und lässt sich bis hinter die Bifertenalp am Tödi verfolgen.

Das Gestein bildet oberhalb des Bristenseelis durch die Art seines Auftretens einen scharfen Contrast gegenüber den ganz schiefrigen Sericitgneissen, die es nördlich und südlich begrenzen. Da, wo dieses Gestein den ausgeprägten Erosionskamm bildet, der sich vom Gipfel der herrlichen Py-

Digitized by Google

ramide des Bristenstockes bis ins Maderanerthal hinunterzieht (vgl. Heim, Atlas Taf. XIII Fig. 1), wird derselbe plötzlich ganz scharf, und durch die nach allen Richtungen verlaufenden Spalten wild ausgezackt und zerklüftet, so dass man versucht sein könnte, hier an das Auftreten eines granitischen Ganges zu denken. Es enthält dieser „Granit-Gneiss" als vorherrschenden Gemengtheil weisse Feldspathleisten, matte weissliche Quarzkörner in untergeordneter Menge und Flasern eines braunen glimmerartigen Minerals. Der Feldspath lässt, wo seine Zersetzung nicht schon zu weit vorgeschritten ist, u. d. M. Zwillingsstreifung erkennen. Als ein Aggregat winziger, zackig begrenzter, optisch verschieden orientirter Körner füllt der Quarz die Lücken zwischen den Feldspathleisten aus. Nach der Beschaffenheit des Quarzes ist dies Gestein als ein Gneiss mit massiger Structur aufzufassen, eine Deutung, die sehr wohl mit dem Umstand übereinstimmt, dass dasselbe in seinem ganzen Verlaufe den krystallinischen Schiefern concordant eingelagert ist.

Gegenüber den in Structur und Zusammensetzung fortwährend wechselnden gneissartigen Gesteinen bilden nun eine Reihe durch ihren Hornblendereichthum charakterisirter Gesteine eine geologisch etwas schärfer begrenzte Gruppe. Obwohl dieselben in Beziehung auf Structur und mineralogische Zusammensetzung auch sehr verschiedene Ausbildung zeigen können, so kehren doch immer dieselben Typen wieder; constant bleibt der vorherrschende Gehalt an Hornblende. Meistens sind sie als grobkrystalline quarzarme Hornblende-Gneisse entwickelt und zeigen oft eine eigenthümlich streifiggewundene Structur. Knollenförmig häuft sich oft die Hornblende an, ebenso finden sich glimmer- und quarzreiche Ausscheidungen. Auf Klüften finden sich faseriger Asbest und Adularkrystalle. Neben den Hornblendegneissen erscheinen an mehreren Orten schiefrige Abänderungen, die man nach ihrem makroskopischen Aussehen als Strahlsteinschiefer bezeichnen würde. — Heim hat diese Gesteine auf seiner Karte (Atlas Taf. I) als Amphibolite ausgeschieden; bei einer wiederholten Aufnahme des Gebietes in grösserem Maassstabe wäre seine Darstellung jedenfalls noch zu ergänzen und zu verbessern. — Es scheint mir, als ob diese Amphibolite am Nord-

Digitized by Google

abhang des Maderanerthales in Form von Linsen concordant zwischen den gneissartigen Gesteinen eingelagert seien. Es würden sich daselbst vielleicht drei solcher Linsen finden: 1. am Ende des Hüfigletschers auf beiden Seiten des Thales; 2. südwestlich vom Golzernsee, vom Geschel aus bis zur „Thalbrücke" hinab sich erstreckend; 3. am Golzernberg den Bockistock bildend.

Ein Handstück des Gesteines, wie es beim Ende des Hüfigletschers an der rechten Thalwand ansteht, besteht aus Feldspath, dunkelgrüner Hornblende und rothbraunem Glimmer. U. d. M. erweist sich der Feldspath als sehr zersetzt; wenn er noch irgendwie frisch ist, lässt er Zwillingsstreifung erkennen. Die Hornblende ist oft faserig, lebhaft pleochroitisch, schmutzig bräunlichgrüne Farbentöne zeigend. Die Lamellen des rothbraunen Glimmers sind gewöhnlich stark verbogen; häufig ist derselbe mit Hornblende verwachsen. Basische Blättchen zeigen in convergentem, polarisirtem Licht einen kleinen Axenwinkel. Quarz fehlt fast vollständig.

In diesem Gestein, welches die mineralogische Zusammensetzung des Diorites besitzt, treten vereinzelt hornblendefreie Partien auf. Es bestehen dieselben aus grossen, verbogenen Blättchen eines braunen Glimmers, welcher im Dünnschliff kräftigen Pleochroismus zeigt (licht strohgelb, dunkel braunroth); daneben erscheint unregelmässig begrenzter, stark zersetzter Feldspath sowie Quarz, seltener in einzelnen grössern Körnern, meistens kleinkörnige Aggregate bildend.

An der Südwestecke des Geschel in dem steilen, schwer zugänglichen Seebachtobel traf ich zwischen theils als Strahlsteinschiefer, theils als grobkörnige Hornblendegneisse entwickelten Gesteinen, deren Schichten steil aufgerichtet sind, concordant eingelagert drei Gesteine, welche petrographisch nicht uninteressant sein dürften. Die Beschreibung derselben folgt unter I. II. und III.

I. Das Gestein besitzt porphyrartige Structur. Die Grundmasse besteht aus kleinen lichtgrünen Körnern und grössern Feldspathkörnern von plagioklasähnlichem Habitus. Aus derselben treten in grosser Menge etwa 1 cm. breite, unregelmässig begrenzte Durchschnitte einer schwarzen stengeligen Hornblende hervor, die auf den Spaltungsflächen lebhaften

Digitized by Google

Bronceglanz zeigt. Eine Messung von Spaltungsstücken ergab den für Amphibol charakteristischen Prismenwinkel.

Im Dünnschliff erscheint die Hornblende zu Aggregaten angehäuft, zeigt starken Pleochroismus, indem licht strohgelbe bis dunkelbraune Farbentöne auftreten. Die Absorption ist $c > b > a$. Die Auslöschungsschiefe von c zu c wurde zu 18° gemessen.

Die lichtgrünen Körner der Grundmasse erweisen sich nach der mikroskopischen Untersuchung als Augit. Es scheint derselbe gegenüber dem Feldspath an Menge vorzuherrschen; er bildet Aggregate rissiger, wasserklarer oder schwach grünlicher Körner, deren Pleochroismus zwar sehr schwach aber doch noch bemerkbar ist. Achtseitige Umrisse bei annähernd rechtwinkliger Spaltbarkeit sind oft zu beobachten. Zwischen gekreuzten Nicols zeigt der Augit lebhafte Interferenzfarben; die Auslöschungsschiefe von c zu c wurde zu 40° gemessen.

Der Feldspath zeigt, wenn noch einigermassen frisch, Zwillingsstreifung, enthält aber meistens in grosser Menge muscovitartige Zersetzungsproducte.

II. Das sehr zähe, spezifisch schwere blau-schwarze Gestein besteht fast ausschliesslich aus stengeligen Aggregaten von Hornblende, welche lebhaft glänzende Spaltungsflächen besitzt. An losgelösten Stücken wurde der Spaltungswinkel im Mittel zu 124° 45′ gemessen. Zwischen diesen Hornblendesäulen und hie und da auf Klüften finden sich anscheinend dichte, theils heller, theils dunkler gefärbte Partien, die wohl Serpentin sind. Accessorisch stellen sich vereinzelt braunrothe, stark glänzende Glimmerschüppchen ein.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass die Hornblende ein Aggregat wirr durcheinanderliegender, grösserer und kleinerer, schwach gelblich-grüner Leisten bildet. Trotzdem sie schon recht zersetzt ist, lässt sie sich doch noch in den meisten Fällen nach Auslöschungsschiefe, Pleochroismus und Spaltungsdurchgängen sicher bestimmen.

Neben Hornblende bildet Olivin den zweiten Hauptgemengtheil des Gesteins. Es erscheint derselbe in Gestalt rundlicher, z. Th. noch wasserklarer Körner, welche lebhafte Interferenzfarben und die charakteristisch feinmuschelige Oberfläche zeigen. Auf den regellos sich kreuzenden Sprün-

Digitized by Google

gen haben sich in grosser Menge neben Serpentin schwarze opake Eisenerze als Zersetzungsproducte abgelagert. — In dem in Salzsäure löslichen Theile des Gesteinspulvers liess sich mit Hülfe einer qualitativen Prüfung ein grosser Magnesiagehalt nachweisen, was ebenfalls die Anwesenheit von Olivin bekundet. — Der accessorisch auftretende Glimmer erscheint im Dünnschliff theils in Gestalt vereinzelter grösserer Blättchen, theils findet er sich als kleinere Schüppchen eingeschlossen in Hornblende. Er ist stark pleochroitisch, basische Blättchen zeigen in convergentem polarisirtem Licht einen kleinen Axenwinkel. Die Doppelbrechung ist negativ.

III. In einer blauschwarzen, weichen, serpentinartigen Masse liegen Büschel einer ölgrünen, stark glänzenden, stengeligen Hornblende, deren Spaltungswinkel zu 125° gemessen wurde. Daneben treten recht häufig kleine silberglänzende Glimmerschüppchen, sowie einzelne Körner von Pyrit hervor.

Die serpentinartige Masse zeigt unter dem Mikroskop Aggregatpolarisation. Oft noch ganz scharf erhaltene parallele Spaltungsdurchgänge, auf welchen sich opake Körner ansammeln, und in deren Nähe die die Aggregatpolarisation bedingenden Schüppchen gewöhnlich etwas grösser werden, scheinen darauf hinzuweisen, dass das Muttermineral dieser Substanzen ein Bisilicat war. — Die lichtgrüne stengelige Hornblende erscheint im Dünnschliff farblos, zeigt lebhafte Interferenzfarben, eine geringe Auslöschungsschiefe von c zu c (bis zu 17°), sowie die charakteristischen Spaltungsdurchgänge. Sie bildet keine scharf umgrenzten Individuen, erscheint vielmehr in Form von Bruchstücken eingelagert in der Aggregatpolarisation zeigenden Hauptmasse. Überall zeigt sie Zersetzung in Producte, welche mit derselben identisch sind, so dass es wahrscheinlich erscheint, dass wir in ihr noch frische Reste des Mutterminerals der serpentinartigen Hauptmasse des Gesteins vor uns sehen. Die kleinen, durch den ganzen Schliff sich verbreitenden Glimmerschüppchen sind lebhaft pleochroitisch, und zwar erscheinen sie intensiv dunkel orange, wenn das Licht senkrecht zu den Spaltungsdurchgängen schwingt, bläulich-grün, wenn es parallel dazu schwingt. Die Blättchen enthalten pleochroitische Höfe und Einschlüsse zahlreicher, winziger Nädelchen, die sich unter schiefen Winkeln schnei-

Digitized by Google

den. In basischen Schnitten zeigen sie in convergentem, polarisirtem Licht ein Axenkreuz, dessen Schenkel nur wenig auseinandergehen. Die Doppelbrechung ist negativ.

Ich muss mich hier darauf beschränken, diese drei merkwürdigen Gesteine zu beschreiben, ohne in Beziehung auf ihre Genesis etwas Bestimmtes aussagen zu können, möchte indess nochmals hervorheben, dass dieselben conforme Einlagerungen in parallel mit den krystallinischen Gesteinen verlaufenden Hornblendeschiefern bilden. Meines Wissens sind aus dem Gebiete der Centralalpen noch keine Peridotite bekannt, zu welcher Gruppe Gestein II zu rechnen ist; als „Hornblende-Peridotit" würde dasselbe den Eruptivgesteinen parallel zu stellen sein, welche neuerdings COHEN[1] unter dem Namen „Hudsonit" zusammenfasste. Das unter I beschriebene Gestein dürfte eine bis jetzt noch nie erwähnte Mineralcombination darstellen. Gestein III zeigt uns in directer Weise die Entstehung von sog. Giltstein, der in den Alpen so häufig auftritt.

Auch am Südabhang des Maderanerthales treffen wir innerhalb der gneissartigen Gesteine Zonen von Hornblendegesteinen, deren Verbreitung HEIM auf seiner Karte ebenfalls angibt. In Verbindung mit denselben treten hier Topfsteinlager auf. Was die mineralogische Natur dieser Gesteine betrifft, so kann ich einstweilen nur auf die Angaben von A. MÜLLER hinweisen[2]. Es zeigen dieselben oft grosse Ähnlichkeit mit dem aus Hornblende entstandenen Zersetzungsproduct, welches die Hauptmasse des Gesteins III aus dem Seebachtobel bildet. Auch kann man im Hintergrund des Selenentobels direct verfolgen, wie die eigentlichen dunkelgrauen feinschuppigen Giltsteine aus lichtgrünen Amphibolitschiefern hervorgehen, indem asbestartige Substanzen ein Zwischenglied bilden. Nach der mikroskopischen Untersuchung bestehen solche Amphibolitschiefer ausschliesslich aus einer im Dünnschliff farblosen oder sehr schwach grünlich gefärbten Hornblende, welche meistens noch ganz scharfe Durchschnitte zeigt, an einigen Stellen aber in feinfaserige Aggregate übergeht.

[1] Berichtigung bezüglich des „Olivin-Diallag-Gesteins" von Schriesheim im Odenwald. (Dies. Jahrb. 1885. I. 242. Vgl. G. WILLIAMS ib. II. 175.)

[2] Verhandlungen der naturf. Ges. in Basel. Bd. IV. 1867. p. 564.

Digitized by Google

Schliesslich möchte ich noch einen neuen Typus von Hornblendegesteinen erwähnen, welchen ich etwas südlich von der Läucherstockalp am Ostabhang des Bristen fand. Der vorherrschende Gemengtheil des Gesteins ist saussuritartiger Feldspath, daneben tritt in kurzen Säulen dunkelgrüne, stark glänzende Hornblende und in Form schuppiger Aggregate ein seidenglänzender gelber Glimmer auf.

Der Feldspath erweist sich unter dem Mikroskop als sehr zersetzt, so dass nur in wenigen Fällen noch Zwillingsstreifung sich erkennen lässt. Im Dünnschliff zeigt die durch Pleochroismus, Auslöschungsschiefe und Spaltungsdurchgänge gut charakterisirte Hornblende sehr lichte Färbungen und ist durchgehends recht frisch. Der Glimmer ist vollständig zersetzt, so dass sich nach dem Ergebniss der mikroskopischen Untersuchung über seine ursprüngliche Natur nichts aussagen lässt. Die Blättchen sind gewöhnlich stark verbogen und erfüllt von einem System feiner, sich kreuzender Nädelchen. Daneben erscheinen, eingeklemmt zwischen den grösseren Körnern, längliche Quarzpartien, die zwischen gekreuzten Nicols in ein Aggregat kleiner rundlicher Körner zerfallen[1].

Nach A. Heim tritt inmitten der krystallinischen Gesteine am Südabhang des Maderanerthales, eine spitze Mulde bildend, ein Streifen centralmassivisch gestellter Sedimente auf, die theils als Verrucano, theils als Anthracit führende carbonische Schiefer bezeichnet werden. A. Müller betrachtet einen grossen Theil der krystallinischen Gesteine des Maderanerthales als metamorphosirte Sedimentgesteine, seine Vermuthung wird allerdings durch Funde von Versteinerungen bestätigt[2].

Die carbonischen Schiefer werden in ihrem ganzen Verlaufe von weisslichen Schiefern begleitet, welche eine felsi-

[1] Auf der Alp Orsé bei Poschiavo, wo Theobald auf Blatt XX der eidgenössischen Karte 1 : 100000 Gabbro einzeichnet, fand ich ein Gestein, das seiner mineralogischen Zusammensetzung nach vollkommen dem vorliegenden ident ist. Es ist dasselbe jedoch viel feinkörniger und der Glimmer erscheint nicht zu Flasern angehäuft, sondern findet sich in kleinen, verbogenen Blättchen mehr gleichmässig durch das ganze Gestein verbreitet. Losgelöste Blättchen zeigen unter dem Mikroskop ebenfalls Aggregatpolarisation, so dass der Axenwinkel nicht mehr beobachtet werden kann.

[2] Vgl. Heim, Mechanismus. Bd. I. p. 23.

Digitized by Google

tische, an muscovitartigen, lebhaft glänzenden Schüppchen reiche Grundmasse besitzen, in der bis 3 mm. grosse Quarzkörner liegen. Es erinnern diese Gesteine an manche Abänderungen der später zu beschreibenden schiefrigen Porphyre vom Südabhang der Windgällenkette.

U. d. M. zeigen solche Gesteine, welche beim Bristenstäfeli und im Tobel des Etzlibaches bei Herrenlimmi geschlagen wurden, unverkennbar porphyrartige Structur. Die Einsprenglinge, Quarz und Feldspath, zeigen in hohem Grade die Folgen der Einwirkung mechanischer Kräfte und sind zugleich durch chemische Zersetzung angegriffen. Der Feldspath, meist in einzelne Stücke zerrissen, ist vorwiegend Orthoklas und zeigt hochgradige Zersetzung in muscovitartige Schüppchen. Die rundlichen Quarzkörner sind von Sprüngen durchzogen oder in einzelne eckige Stücke auseinandergerissen. Sie löschen meistens undulös aus; hie und da sieht man, wie die Grundmasse schlauchförmig in dieselben eindringt. An den Rändern fasert der Quarz gewöhnlich aus und verbindet sich mit den Elementen der Grundmasse. Die Grundmasse besteht aus einem Aggregat eckiger Quarzkörnchen und Schüppchen kaolinartiger Substanzen, welche mit ihrer Längsausdehnung der Schieferung des Gesteines parallel liegen und oft in einer Zone um die Einsprenglinge herum grössere Dimensionen erreichen.

Splitter der Grundmasse schmelzen vor dem Löthrohr und werden, mit Cobaltsolution geglüht, blau gefärbt. —

Wir haben bereits gesehen, dass auf dem umgekehrten Mittelschenkel der Windgällenfalte krystallinische Gesteine, stellenweise auch carbonische Schiefer liegen. Wo dieselben Schichtung resp. Schieferung zeigen, liegen sie den Sedimenten nahezu parallel, eine Erscheinung, die schon von G. vom Rath, von Müller und von Heim besprochen wurde. Wie sich die gneissartigen Gesteine, welche auf Hüfialp den Gewölbekern bilden, in Beziehung auf ihre Lagerung den Sedimenten gegenüber verhalten, ist nicht so leicht festzustellen, da die Muldenbiegung im Innern des Gebirges steckt (Prof. V). Oberhalb der Hüfialp fallen die Gneisse normal nach Süden, sehr schön sieht man aber auf Oberhüfi, wie sie sich unter dem in kleinen Biegungen ansteigenden Gewölbeschenkel local flacher nach Norden umlegen.

Digitized by Google

Die aus dem Maderanerthal gegen Alp Gnof, die Stafelalpen und Bernetsmatt aufsteigenden krystallinischen Schiefer, von denen ich im Gegensatz zu Müller und Heim[1] das später zu besprechende Gestein der Alpgnoferplatten nach Lagerung und petrographischer Ausbildung scharf trenne, finden sich nur in sehr geringer Ausdehnung flach umgebogen auf dem Mittelschenkel liegend, so bei den Stafelalpen, an der Widderegg (Prof. VI) und am meisten nach Norden übergreifend am Südostvorsprung des Schwarzstöckli. Sie sind hier immer vollständig schiefrig geworden; die einzelnen Gemengtheile. Quarz, Feldspath und Glimmermineralien erweisen sich u. d. M. als vollständig zersetzt. Am unmittelbaren Contact mit dem darunterliegenden, oft marmorisirten Kalk treten Reibungsbreccien auf, in welchen hie und da bis 3 cm. grosse, unregelmässig ausgebildete und verzerrte Kalkspathrhomboëder liegen.

4. Carbon und Porphyr am Südabhang der Windgällenkette.

Das merkwürdige, am Nordabhang der Centralalpen vereinzelte Vorkommen von „Feldsteinporphyr" an der Windgälle wurde von Lusser in Altdorf entdeckt[2]. Seitdem finden wir den Porphyr in der Literatur noch mehrfach erwähnt, so bei Studer[3], C. Vogt[4], Baltzer[5] u. A. — Mühlberg[6] fand Blöcke des Porphyrs in den erratischen Bildungen des Kantons Aargau. Die eingehendsten Angaben über das geologische Auftreten und die petrographische Ausbildung desselben finden wir in dem schon oft erwähnten Werke von A. Heim.

Der Porphyr zeigt in seiner ganzen Masse sehr wechselnde Ausbildung. Es sollen nun zuerst die einzelnen Varietäten, die zu fünf Typen sich zusammenfassen lassen, an welche die

---

[1] Heim, Mechanismus. Bd. II. p. 148.

[2] Denkschr. der allgem. schweiz. Ges. f. d. gesammt. Naturw. Bd. I. 1829. p. 145.

[3] Studer, Geologie der Schweiz. Bd. II. p. 178. Ferner: Index der Petrographie.

[4] C. Vogt, Lehrbuch der Geologie und Petrefactenkunde. Bd. II. p. 362.

[5] Baltzer, Mechan. Contact von Gneiss und Kalk. p. 34.

[6] Mühlberg, Über die errat. Bildungen im Aargau. (Festschr. der aargau. naturf. Ges. 1869. p. 111.)

Digitized by Google

schiefrigen Abänderungen sich anschliessen, in ihrer Verbreitung bestimmt, sowie petrographisch und chemisch untersucht werden. Die Art des Auftretens der einzelnen Varietäten ist aus den beigegebenen Tafeln ersichtlich.

Typus I.

Die am Südfuss des Käserngrates auftretende und den Seewligrat[1] zusammensetzende Porphyrvarietät besitzt eine rothbraune Grundmasse, in welcher in grosser Zahl weisse, bis 1 cm. lange Feldspathleisten liegen. Makroskopisch wahrnehmbare Quarzeinsprenglinge sind höchst selten. Einzelne schwarze anscheinend amorphe Leisten sind wohl Reste eines basischen Einsprenglings.

Gewöhnlich ist dies Gestein schon recht zersetzt; die Feldspathleisten zeigen einen bläulich-schwarzen oder rostrothen Kern. Solche dunkle und rostige Flecken verbreiten sich bei weiter gehender Zersetzung durch das ganze Gestein und sämmtliche Feldspathleisten verlieren ihre weisse Farbe.

U. d. M. erweisen sich die Feldspatheinsprenglinge vorwiegend als Plagioklas. Das Gestein, welches am Südfuss des Käserngrates ansteht, ist reicher an Orthoklas, als dasjenige vom Seewligrat. Die Plagioklase zeigen häufig einen complicirten Aufbau, indem die Zwillingslamellen sich kreuzen, plötzlich scharf absetzen oder auskeilen. Vereinzelt wurde sehr schöne gesetzmässige zonare Umwachsung von Orthoklas um Plagioklas beobachtet. Die aus Orthoklas bestehende Randzone hebt sich scharf von dem aus frischerem Plagioklas bestehenden Kerne ab.

Das hauptsächlichste Zersetzungsproduct des Feldspathes, vornehmlich des Orthoklases ist eine schwach grünliche, Aggregatpolarisation zeigende Substanz. In langen schmalen Zügen durchzieht dieselbe dendritisch die Krystalle oder durchsetzt sie quer. Recht oft sind diese Züge in ihrem ganzen Verlaufe auf beiden Seiten von einem Saume schwarzer opaker Körner begleitet. In andern Fällen ist der Feldspath beinahe ganz in dieses grüne Zersetzungsproduct umgewandelt,

[1] Als Seewligrat bezeichne ich den Felskamm, welcher den Kessel des Oberkäsern-Älpli gegen Westen abschliesst und sich zwischen Schwarzhorn und der kleinen Windgälle erstreckt.

Digitized by Google

so dass förmliche Pseudomorphosen entstehen. Vereinzelt sind dann noch hie und da kurze Stücke von Plagioklas erhalten geblieben, welche noch frisch sind und sich scharf gegen die grüne Masse, in welcher sie liegen, abgrenzen. Der Verlauf der Lamellen in diesen, einem Individuum angehörigen Stücken zeigt, dass dieselben in geringem Maasse gegenseitig verschoben sind. Die Zersetzungsproducte haben sich offenbar zuerst auf den Sprüngen der zerbrochenen Feldspathe angesammelt und von da aus sich weiter verbreitet. Beim Digeriren des Schliffes in heisser Salzsäure wird diese grüne, an Sericit erinnernde Substanz kaum angegriffen.

Eine andere Art der Zersetzung des Feldspathes besteht darin, dass in verhältnissmässig noch frischen Leisten sich Schüppchen von rostrothem Eisenoxydhydrat anhäufen. Beide Arten der Zersetzung werden oft an einem Individuum beobachtet. — Neben diesen im Allgemeinen breiten und stumpf endigenden Feldspathleisten treten noch andere leistenförmige Einsprenglinge auf, welche durchgehends viel schmaler sind und oft domatische Endausbildung zeigen. Sie bestehen aus einer schwachgrünlichen Aggregatpolarisation zeigenden Substanz und sind von opaken braunschwarzen Körnern erfüllt. Über die ursprüngliche Natur dieser Einsprenglinge, welche offenbar Reste eines basischen Gemengtheiles sind, lässt sich nichts aussagen. Die Umrisse derselben deuten eher auf Hornblende, als auf Glimmer.

Die wenigen Quarzeinsprenglinge, welche beobachtet wurden, enthalten reihenweis angeordnete Einschlüsse. Es sind dieselben zum grössten Theile unzweifelhafte Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen Bläschen, welche beim Erwärmen bis auf 80° ihr Volumen noch nicht ändern. Andere Einschlüsse mit wenig hervortretendem zackigem Rande und breitumrandetem unbeweglichem Bläschen könnten vielleicht als Glaseinschlüsse gedeutet werden. Doch ist eine solche Bestimmung jedenfalls sehr unsicher; typische Glasdihexaëder fehlen vollständig.

Die Grundmasse löst sich schon bei schwacher Vergrösserung vollkommen in ein krystallinisches Gemenge auf. Sie besteht zum grössten Theile aus Quarzkörnern von rundlicher oder unregelmässig eckiger Gestalt. Der Durchmesser der

Digitized by Google

Körner beträgt im Mittel 0,03 mm. Als zweiter Gemengtheil der Grundmasse tritt Feldspath auf; selten individualisirte bis 0,09 mm. lange Leisten bildend, ist er immer stark zersetzt. Soweit eine Bestimmung desselben möglich war, scheint er Orthoklas zu sein, da Zwillingsstreifung nie beobachtet wurde.

Auch in der Grundmasse sammeln sich als Zersetzungsproducte der Feldspäthe die oben beschriebenen grünen Substanzen an.

Die rothe Farbe der Grundmasse wird durch undurchsichtige, in reflectirtem Licht braunroth erscheinende Häutchen von Eisenhydroxyden bedingt, welche überall in derselben sich verbreiten, namentlich aber die Feldspathkörner überziehen. Licht roth durchscheinende Schüppchen von Eisenglimmer, wie sie in der Grundmasse der meisten rothen Porphyre sich finden, scheinen zu fehlen. Bei zweistündigem Behandeln des Dünnschliffes mit heisser Salzsäure wird die Grundmasse noch nicht vollständig entfärbt.

Typus II.

In Bezug auf Korngrösse und Structur stimmt eine zweite grüne Porphyrvarietät vollkommen mit dem beschriebenen Gesteinstypus überein. Es findet sich dieselbe blos am Käserngrat, dessen grösste Masse sie zusammensetzt; nach Süden grenzt sie dort an Typus I und nach Norden an rothe felsitische Porphyrvarietäten (Typ. IV, vergl. Profil I).

In ganz frischem Zustande ist die Grundmasse lauchgrün und enthält rosarothe Feldspathleisten in grosser Menge als Einsprenglinge. Kleine Quarzkörner sind etwas häufiger als in der vorigen Varietät. Dunkelgrüne Blättchen und winzige Leisten erscheinen als basische Einsprenglinge.

Der Feldspath ist, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, theils Plagioklas, theils Orthoklas und in den meisten Fällen schon stark zersetzt. Die grössten Leisten sind in der Regel Orthoklas, oft Carlsbader Zwillinge bildend, meistens stärker zersetzt wie die häufiger vertretenen kleinern Plagioklase. Die Zersetzungsproducte sind muscovitartige Schüppchen, welche sich nicht wie in der vorigen Varietät zu sericitartigen Aggregaten anhäufen.

Digitized by Google

Die wenigen Quarzeinsprenglinge zeigen im Dünnschliff unregelmässige, meistens geradlinige Begrenzung, sind von Rissen durchzogen und enthalten reihenweis angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse.

Der basische Einsprengling ist ein chloritartiges Mineral von lebhaft grüner Farbe, deutlichem Pleochroismus und paralleler Auslöschung. Gewöhnlich ist die Zersetzung desselben schon so weit vorgeschritten, dass die Blättchen unter Ausscheidung von Magnetit- und Ilmenitkörnern sich in eine schwach bräunlichgelb-grüne, zarte Aggregatpolarisation zeigende Substanz umgewandelt haben. Als Titaneisenerz wurden opake, in reflectirtem Licht hellgelblich-grau erscheinende und lamellaren Aufbau zeigende Körner bestimmt, welche beim Digeriren des Schliffes in Salzsäure sich nicht lösten. Als Einschlüsse enthält der Chlorit ferner noch Zirkon, Apatit und winzige Nädelchen, die sich oft büschel- oder sternförmig anordnen (Rutil). Beim Digeriren des Schliffes in heisser Salzsäure werden die grünen Blättchen gelb entfärbt. Da dieselben meistens domatische Endigung, auch wohl Spaltungsdurchgänge, die sich unter Winkeln von 115—124° schneiden, zeigen, so ist wohl anzunehmen, dass sich der Chlorit zum grössten Theile aus Hornblende gebildet habe, wenn auch einzelne Durchschnitte in einer Weise parallele Spaltungsdurchgänge zeigen, dass man in diesen Fällen eher Glimmer als Muttermineral des Chlorites annehmen möchte.

Ähnlich wie das grüne Zersetzungsproduct des Feldspathes in Typus I, verbreitet sich hier das Zersetzungsproduct des Chlorites durch das ganze Gestein und sammelt sich zu grössern Putzen an.

Die Grundmasse besteht aus Quarz- und Feldspathkörnern und zahlreichen Chloritschüppchen, welche die grüne Farbe derselben bedingen. Der Feldspath ist Orthoklas, doch nicht so stark zersetzt wie in der vorigen Varietät.

Accessorisch auftretende Mineralien sind Zirkon in verhältnissmässig grossen und scharf ausgebildeten Krystallen, ferner recht reichlich Magnetit und Pyrit, sowie ganz vereinzelt Kalkspath.

Digitized by Google

Typus III.

Nach Structur und mineralogischer Zusammensetzung schliesst sich an die beiden beschriebenen Typen eine dritte Gesteinsvarietät an, welche nur an der Nordseite des Schwarzhorns in sehr geringer Ausdehnung gefunden wurde.

In einer graulich-grünen, mehr splittrigen Grundmasse liegen grosse milchweisse Feldspatheinsprenglinge, oft Carlsbader Zwillinge bildend und in der Regel sich nicht scharf von der an Masse zurücktretenden Grundmasse abhebend. Auch einige rauchgraue, stark glänzende Quarzkörner erscheinen als Einsprenglinge. Sehr oft zeigen die Feldspathleisten schon makroskopisch als Zeichen der Zersetzung einen grünen Kern, der sich in einzelnen Fällen soweit ausdehnt, dass die ganze Feldspathleiste in ein sericitartiges Mineral umgewandelt erscheint. Die mikroskopische Untersuchung zeigt denn auch, dass in dieser Varietät wie in Typus I die feinschuppigen Zersetzungsproducte des Feldspathes sich zu zusammenhängenden Aggregaten anhäufen. In Folge der weitgehenden Zersetzung lässt sich u. d. M. in den wenigsten Fällen entscheiden, ob ein Orthoklas oder ein Plagioklas vorliegt, recht häufig konnte jedoch noch Zwillingsstreifung beobachtet werden.

Die Zersetzung des nur mikroskopisch wahrnehmbaren basischen Gemengtheiles ist in diesem Gestein noch weiter fortgeschritten als in Typus II. Die grüne Farbe der Chloritblättchen ist vollständig verschwunden. Magneteisen als Zersetzungsproduct ist seltener, dagegen sind Titanmineralien häufiger, vor allem Ilmenit, der in reflectirtem Licht hell gelblichgrauen Glanz und in schönster Weise lamellaren Aufbau zeigt. Zuerst erscheint das Titaneisenerz in körnigen Aggregaten, erst bei weitergehender Zersetzung des Chlorits in Form grösserer, meist zackig begrenzter Körner und Leisten. Recht häufig findet sich die charakteristische Umwandlung in Leukoxen, wobei dann oft nur ein Netzwerk dünner, unzersetzter Titaneisenleisten übrigbleibt. Nicht selten trifft man ferner in den zersetzten Chloritblättchen lange, dünne, schwach röthlich-grau durchscheinende Säulchen, die wohl Rutil sein dürften. — Der Titangehalt des Gesteins konnte

Digitized by Google

qualitativ durch Schmelzen des Pulvers mit saurem schwefelsaurem Kali und Kochen der abfiltrirten, stark verdünnten Lösung leicht nachgewiesen werden.

Die Grundmasse ist bedeutend feinkörniger als in Typ. I und II; sie besteht zum grössten Theil aus Quarzkörnern, Feldspath ist untergeordnet, hingegen verbreiten sich in derselben winzige Schüppchen eines glimmerartigen Minerals, wohl Zersetzungsproducte des Feldspathes.

Accessorisch auftretende Mineralien sind Calcit, Apatit und Zirkon, welch letzterer oft zonaren Aufbau zeigt, indem ein dunkelbrauner Kern von einer farblosen Randzone umgeben wird.

Typus IV.

Die bis jetzt beschriebenen Gesteinstypen mit granitischer Grundmasse und vorherrschenden Einsprenglingen (Feldsteinporphyre) unterscheiden sich petrographisch scharf von rothen und grauen felsitischen Varietäten mit an Zahl und Grösse zurücktretenden Einsprenglingen und vorherrschender Grundmasse (Hornsteinporphyre). Heim fand in einigen Proben dieser Hornsteinporphyre nur 1—5 Volumina Quarz und Feldspathkrystalle auf 1000 Vol. Grundmasse. Gesteinstypen, welche Übergänge der basischern zu den saurern Porphyren bilden, konnte ich nicht finden; in Beziehung auf die Structur der Grundmasse und die Zahl der Einsprenglinge bildet allerdings Typus III ein Zwischenglied. Nirgends, auch nicht am Käserngrat, wo mit Ausnahme von Typus III alle Varietäten neben einander auftreten (Profil I), konnte ich eine scharfe Grenze, eine trennende Kluftfläche zwischen diesen so sehr verschieden ausgebildeten Gesteinen finden.

Die Gesteine, welche zu einem 4. Typus zusammengefasst werden können, bilden eine schmale Zone um die Feldsteinporphyre herum; am Käserngrat grenzen sie direct nördlich an Typus II. Sie besitzen eine splittrige rothbraune stellenweise auch grünlichgraue Grundmasse. Die Einsprenglinge sind milchweisse Feldspathkörner, die zum Theil noch recht frisch erscheinen, sie sind meist klein, nur wenige erreichen eine Länge von ungefähr 5 mm.

Während in den bis jetzt beschriebenen Porphyrvarietäten Quarzeinsprenglinge wenn auch selten ganz fehlen, so

Digitized by Google

doch immer nur sehr vereinzelt auftreten, mit Ausnahme von Typus III, erscheint Quarz in diesen Hornsteinporphyren wohl ebenso häufig wie Feldspath.

U. d. M. zeigen die Feldspatheinsprenglinge gewöhnlich ganz unregelmässige, oft etwas verschwommene Umrisse. Die einzelnen Körner scheinen oft blos Bruchstücke von Krystallen zu sein; zuweilen kann man die Zusammengehörigkeit solcher nahe bei einander liegender Bruchstücke noch leicht erkennen, meistens aber liegen dieselben ganz vereinzelt. — Mit wenigen Ausnahmen ist der Feldspath Orthoklas, meistens einfache Individuen, seltener Zwillinge (anscheinend nach dem Bavenoer Gesetz[1]) bildend. Er ist meistens bräunlichgelb gefärbt, zuweilen noch frisch und in ähnlicher Weise wie die Sanidine von Rissen durchzogen.

Der Quarz erscheint als Einsprengling sowohl geradlinig begrenzt, als auch in Form unregelmässig begrenzter Körner und Splitter. Er zeigt in der Regel in schönster Weise schlauchförmige Einbuchtungen von Grundmasse und reihenweis angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse. Wenn auch die Quarzkörner gewöhnlich gegen die Grundmasse scharf abgegrenzt sind, so kann man doch in einzelnen Fällen beobachten, wie der Quarz am Rande des Kornes sich ausfranst, in einzelne kleine Körner zerfällt, welche von Grundmasse umgeben werden.

Die Grundmasse ist theils granophyrisch, theils kryptokrystallin oder mikrofelsitisch ausgebildet. Die granophyrischen Theile der Grundmasse erscheinen in Form einzelner, oft recht scharf begrenzter Partieen. Sie bestehen aus rundlichen Quarzkörnern und aus verhältnissmässig scharf begrenzten, oft langen, schmalen Feldspathleisten, opaken Körnern und grünen oder braunen Zersetzungsproducten. Quarz und Feldspath sind granophyrisch mit einander verwachsen. In grosser Menge treten innerhalb dieses körnigen Aggregates Pseudosphärolithe auf, welche bei gekreuzten Nicols ein meistens verschwommenes Interferenzkreuz zeigen. Oft kann man schon bei 300facher Vergrösserung als die Bestandtheile dieser Pseudosphärolithe noch ganz gut Quarz und Feldspath erkennen, in andern Fällen aber bestehen dieselben aus einem Aggregat winziger Körner, deren Natur sich nicht mehr be-

[1] Vgl. Cohen, Sammlung von Mikrophotographien. Taf. XXVIII, Fig. 2.

Digitized by Google

stimmen lässt. Der Kern dieser Pseudosphärolithe ist recht häufig durch Eisenoxydhydrat braun gefärbt.

Weitaus der grösste Theil der Grundmasse ist aber kryptokrystallin entwickelt. U. d. M. erscheint dieselbe in gewöhnlichem Licht gekörnelt und enthält in grosser Menge opake Körner, sowie in reflectirtem Licht braunroth erscheinende Schüppchen von Eisenhydroxyden; rothe Eisenglimmerblättchen fehlen auch in dieser Varietät. Bei stärkster Vergrösserung sieht man bei gekreuzten Nicols noch einzelne Quarzkörner oder Glimmerblättchen in der Grundmasse aufleuchten, die übrige Masse zeigt eine „diffuse Polarisationswirkung". Einzelne Theile scheinen ganz dunkel zu bleiben; einer Deutung derselben als glasige Basis widerspricht auch ihr Verhalten bei der Untersuchung mit der Biot'schen Quarzplatte nicht.

Die Grundmasse aller dieser felsitischen Porphyrvarietäten zeigt in typischer Ausbildung Fluidalstructur. Die opaken Körner, welche der Grundmasse eingestreut sind, schaaren sich in mannigfach gewundenen Streifen bald dichter, bald liegen sie lockerer, und zugleich bekunden hellere und dunklere Streifen wechselnde Cohäsionsmaxima in der Substanz der Grundmasse. — Die Fluidalstructur wird noch ausgeprägter da, wo die grüne feinfaserige sericitartige Substanz in Form schmaler Bänder die Grundmasse durchzieht, in ihren Wellenlinien die Richtung der Fluidalstructur bezeichnend, sich eben da anhäufend, wo Dichtigkeitsunterschiede der ungleich erstarrten Grundmasse den Absatz erleichterten. In Gestalt eines schmalen Saumes umgibt diese grüne Substanz oft die Einsprenglinge und häuft sich auf der Seite derselben an, welche der Richtung der Fluidalstructur abgekehrt ist. Wo die Fluidalstructur besonders deutlich ausgeprägt ist, sind auch die granophyrisch entwickelten Putzen der Grundmasse in die Länge gezogen und gewunden.

Accessorische Mineralien fehlen diesem Typus fast ganz, vereinzelt wurde Zirkon beobachtet.

Typus V.

Die rothen felsitischen Varietäten (Typ. IV) bilden mit grauen und grünlichen, ebenfalls felsitisch ausgebildeten, aber noch durchaus massig auftretenden Porphyren (Typ. V) ein

Digitized by Google

Ganzes. Im Allgemeinen setzen dieselben die äusseren Theile des massigen Porphyrkörpers zusammen, aus ihnen gehen die schiefrigen Porphyre hervor. Inmitten der grauen Porphyre treten oft (Gipfel der kleinen Windgälle, Furggeligrat[1]) ganz regellos Partien rother Porphyre auf. Der Übergang von Typus IV zu Typus V scheint im Allgemeinen blos im Wechsel der Farbe zu bestehen, wenn auch, je mehr wir uns von dem durch das Auftreten der basischeren Varietäten (Typ. I) bezeichneten Centrum des Porphyrkörpers entfernen, die Quarzeinsprenglinge gegenüber den Feldspathleisten an Zahl zunehmen und die Grundmasse immer mehr überhand nimmt, bis dann schliesslich die Einsprenglinge überhaupt fast ganz verschwinden. Die Blöcke und Säulen dieses grünen, felsitischen Porphyrs sind meistens mit einer dünnen Rinde grüner Zersetzungsproducte überzogen, welche sich auch auf Klüften des Gesteines ansammeln.

Eng verbunden mit Gesteinen vom Typus IV, südlich sich anschliessend, treten am Furggeligrat Felsitporphyre auf mit graulich-grüner Grundmasse, in welcher Quarzkörner und blass rosarothe Feldspathleisten eingesprengt liegen.

U. d. M. zeigt der Feldspath ganz denselben Habitus, wie in den rothen felsitischen Varietäten und ist ebenfalls grösstentheils Orthoklas.

Die Grundmasse zeigt auch hier in ausgezeichneter Weise Fluidalstructur. Der grösste Theil derselben ist ebenfalls mikro- bis kryptokrystallinisch, einzelne mehr oder weniger scharf begrenzte Partien hingegen granophyrisch entwickelt. In der an muscovitartigen Schüppchen sehr reichen Grundmasse verbreiten sich überall dendritisch schmale Bänder eines feinfaserigen Zersetzungsproductes. Opake Körner und in reflectirtem Licht braunroth erscheinende Häutchen fehlen fast vollständig. Als Zersetzungsproducte treten braun gefärbte Carbonate auf in einzelnen Körnern, oft aber auch in scharf begrenzten Rhomboëdern.

Auf dem Gipfel der kleinen Windgälle finden sich ebenfalls mehrfach graue und rothe Hornsteinporphyre in enger Verbindung. Häufig treten in den grauen Porphyren

[1] Eigene Localbezeichnung des zwischen unterem und oberem Furggelli sich erstreckenden Felskammes.

Digitized by Google

rothe Flecken auf. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass dieselben immer aus granophyrischer Grundmasse bestehen und reich an in reflectirtem Licht braunroth erscheinenden Eisenoxydhydrat-Häuten sind.

In einem am Käserngrat am Contact mit dem Dogger auftretenden Gestein mit grauer Grundmasse finden sich neben einer grossen Anzahl von Quarzeinsprenglingen nur ganz wenige Feldspathleisten. Eine Bestimmung der Feldspäthe ist nicht mehr möglich, da dieselben vollständig in ein Gemenge von muscovitartigen Schüppchen, wenig Quarz und Calcitkörner zersetzt sind, so dass sie mit Salzsäure behandelt lebhaft brausen.

Die Grundmasse ist noch etwas feinkörniger, als die der andern Gesteine dieses 5. Typus und zeichnet sich namentlich durch ihren Reichthum an kaolinartigen Zersetzungsproducten aus.

No. 4 der unten folgenden Analysen gibt die Zusammensetzung dieses Gesteins als Vertreter von Typus V.

Schiefrige Porphyre.

Die bis jetzt beschriebenen Gesteine sind nur ein kleiner Theil der ganzen Porphyrmasse, welche auf den Mittelschenkel der Windgällenfalte hinübergeschoben, den Gewölbekern derselben bildet. Nach Süden fast die ganze kleine Windgälle zusammensetzend, nach Osten den Schwarzberg und die Alpgnoferplatten bildend, schliessen sich an die massigen, säulenförmig abgesonderten Porphyre Gesteine an, welche überall in deutlichster Weise die Wirkung mechanischer Metamorphose (Streckung) zeigen. Nach Norden grenzen die massigen Porphyre meistens an den Dogger des aufsteigenden Gewölbeschenkels, nur an einzelnen Stellen finden wir auch hier in geringer Ausdehnung schiefrige Gesteine.

Die Anfänge einer Einwirkung mechanischer Kräfte auf die massigen Porphyre zeigen sich in einer inneren Zertrümmerung des Gesteins. Es erscheint dasselbe aus lauter scharfkantigen, ebenflächigen, meistens ungefähr rechteckigen Stücken zusammengesetzt, bleibt aber äusserlich noch ganz compact. Oft sammeln sich auf diesen zahlreichen Kluftflächen rostige Zersetzungsproducte an.

Digitized by Google

Nach ihrer petrographischen Zusammensetzung und Structur gehören diese Gesteine zu den unter Typus V zusammengefassten Porphyren. In Folge der hochgradigen Zertrümmerung sind die Einsprenglinge von Rissen durchzogen und zerbrochen. Die zwischen gekreuzten Nicols fast ganz dunkel erscheinende Grundmasse zerfällt in grössere und kleinere eckige Stücke, zwischen welchen sich ein grünlich-braunes, feinfaseriges Zersetzungsproduct abgelagert hat.

In dieser Weise veränderter Porphyr findet sich namentlich da, wo die horizontal liegenden Porphyrsäulen oder Platten an den saiger stehenden Dogger anstossen, also am Fuss des Gwasmet, am obern Furggeli, am Käserngrat und an der Nordseite des Schwarzhorns; in analoger Ausbildung treffen wir ihn am Südfuss des Käserngrates, anstossend an Gesteine, die zu Typus I gehören. Wird nun durch mechanische Kräfte das Gestein in noch kleinere Theile zertrümmert und wirkt die Kraft vorzugsweise streckend, so entstehen vollkommen schiefrige Gesteine, welche je nach der Art der Umwandlung ein ganz verschiedenes Aussehen besitzen können, in allen ihren Abänderungen aber doch u. d. M. noch immer ihre ursprüngliche Porphyrnatur erkennen lassen, indem in der Regel recht kleine, meistens schon makroskopisch wahrnehmbare Quarz- und Feldspatheinsprenglinge in einer theils mikrokrystallinen, theils granophyrisch entwickelten Grundmasse liegen. Zugleich mit den mechanischen Umänderungen gehen auch mineralogische Neubildungen vor sich: es häufen sich in grösserer Menge grüne, Aggregatpolarisation zeigende Zersetzungsproducte an, wie wir sie in allen bis jetzt beschriebenen Porphyrvarietäten theils aus Feldspath, theils aus Chlorit haben entstehen sehen.

Das Gestein, welches die wild zerklüftete Porphyrkappe der kleinen Windgälle bildet und am Südfuss des Käserngrates, sowie auf dem Seewligrat an den rothen Feldsteinporphyr (Typ. I) anstösst, ist beinahe durchweg ein graugrüner, compacter, schiefriger Porphyr mit wenigen kleinen Quarz- und Feldspatheinsprenglingen. Der Quarz zeigt häufig kräftige, undulöse Auslöschung und ist wie der Feldspath, welcher fast ausschliesslich Orthoklas ist, von Rissen durchzogen oder in einzelne Stücke auseinandergerissen.

Digitized by Google

An einzelnen Stellen in der Grundmasse häufen sich in grosser Zahl winzige ächte Sphärolithe an, die zwischen gekreuzten Nicols ein ganz scharfes Axenkreuz geben, dessen Arme sich im Mittelpunkt des Sphärolithen schneiden und nach aussen sich verbreiten.

Auf dem Gipfel der kleinen Windgälle zeigt der Porphyr noch vollkommen säulige Absonderung; die Säulen liegen auch hier zu Büscheln vereinigt horizontal oder neigen schwach nach Süden; hier finden sich auch noch die rothen Felsitporphyre, welche unter Typus IV beschrieben wurden. — Auf der Südseite der kl. Windgälle wird der Porphyr, wo er die Basis der ganzen Porphyrmasse bildet und direct auf Carbon auflagert, vollständig schiefrig; oft erscheint er ganz quarzitisch, an andern Orten verwandelt er sich in seiner ganzen Masse in das grüne thonige Zersetzungsproduct, nur einzelne zerbrochene Quarzeinsprenglinge bleiben erhalten.

Aus den massigen Porphyren kennen wir das sericitartige Zersetzungsproduct blos als Pseudomorphose nach Feldspath oder als schmale, in der Grundmasse sich dendritisch verbreitende Bänder. Für sich in grösserer Menge ausgeschieden treffen wir dasselbe überall in den schiefrigen Porphyren der kleinen Windgälle. Entweder ist das ganze Gestein bis auf wenige quarzitische Brocken in diese grüne Substanz umgewandelt oder es treten in den noch unveränderten Felsitschiefern bis 2 cm. lange und 1 cm. dicke Flatschen dieses Minerals auf. Die Farbe desselben ist meist ölgrün bis lauchgrün. Die Oberfläche ist gewöhnlich glatt, der Bruch im Grossen flach muschelig und fettglänzend, im Kleinen feinerdig und matt. Die einzelnen im Gestein eingeschlossenen lenticulären Massen zeigen stengelige Absonderung mit Querbrüchen oder auch vollkommen blätterige Structur. Ganz schiefrige, hell lauchgrüne Varietäten haften an der Zunge und riechen thonig. Lichtgrün durchscheinende Splitter schmelzen sehr schwer vor dem Löthrohr, werden etwas gebleicht und undurchsichtig. Die Härte der lauchgrünen schiefrigen Varietäten ist wenig über 3, die der dunkeln stengeligen 2,5. Das spec. Gew. ist 2,85. —

In allen diesen Eigenschaften erinnert das vorliegende Mineral an den von A. Knop beschriebenen sächsischen Pini-

Digitized by Google

toïd, mit welchem es auch in Bezug auf sein geologisches Vorkommen übereinstimmt[1].

Das Pulver des dunkeln stengeligen Minerals ist, unter Wasser zerrieben, knetbar und besteht nach der mikroskopischen Untersuchung aus winzigen, schwach grünlich gefärbten Blättchen, die schwach pleochroïtisch sind und parallel auslöschen. Auch einzelne Quarzkörner sind im Pulver enthalten.

Zum Zwecke einer quantitativen Analyse wurde das gepulverte Mineral auf dem Wasserbade im Platintiegel längere Zeit mit einer Mischung von drei Gewichtstheilen concentrirter Schwefelsäure und einem Gewichtstheil Wasser behandelt. Die dabei ausgeschiedene Kieselsäure wurde von dem unzersetzten Rückstande, der sich unter dem Mikroskop grösstentheils als Quarz erwies, durch anhaltendes Digeriren mit Natriumcarbonat getrennt[2].

Die unter I. folgenden Zahlen sind das Resultat der auf diese Weise ausgeführten Analyse; II. giebt die Zusammensetzung des Minerals nach Abzug des in Schwefelsäure und Soda unlöslichen Rückstandes:

	I.	II.
Rückstand . .	13,40	—
SiO^2	44,89	51,83
Al^2O^3 . . .	24,29	28,77
Fe^2O^3 . . .	2,28	2,63
FeO	1,66	1,91
CaO	0,54	0,63
MgO . . .	0,47	0,54
K^2O	7,48	8,63
Na^2O . . .	0,85	0,98
H^2O	3,27	3,77
	99,76	99,69

Vergleichen wir die unter II. angegebenen Zahlen mit den Analysen anderer krypto- oder phanerokrystalliner Mineralien, welche ebenfalls als intermediäre Zersetzungsproducte dem analysirten Mineral nahe stehen dürften, so finden wir,

[1] A. Knop, Beitr. zur Kenntniss der Steinkohlenformation und des Rothliegenden etc. (Dies. Jahrbuch. 1859. p. 558.)

[2] Das feingepulverte Mineral löst sich auch in concentrirter Salzsäure, doch viel langsamer als in Schwefelsäure.

Digitized by Google

dass dasselbe noch am ehesten mit dem Sericit übereinstimmt[1]. Die einzelnen Bestimmungen der vorliegenden Analyse differiren nie um ein ganzes Procent von den Zahlen einer Analyse eines Sericites von Hallgarten im Rheingau, welche von W. von der Mark angeführt wurde[2].

Die Entstehung des Sericites, der nach Laspeyres[3] als ein dichter Kaliglimmer zu betrachten ist, lässt sich durch die Reihe der Porphyrvarietäten sehr schön verfolgen, er ist hier ohne Zweifel ein Product der Zersetzung des Feldspathes.

Südwärts an die massigen grauen Felsitporphyre des Furggeligrates schliessen sich lichte graulich grüne Porphyrschiefer an, die sich vom Hauptgestein der kleinen Windgälle nur dadurch unterscheiden, dass Feldspatheinsprenglinge spärlich auftreten. Die Quarze sind ausserordentlich reich an Einschlüssen und fingerartig sich verzweigenden Einbuchtungen von Grundmasse. — Neben den gewöhnlichen Felsitschiefern ist unter den Gesteinen des Schwarzstöckli eine, auf beiden Seiten desselben dem Doggerband aufliegende, schiefrige Porphyr-Varietät zu erwähnen, welche recht grosse rundliche Quarzkörner in einer weissen Grundmasse enthält. Es sind dieselben, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, gewöhnlich in einzelne Stücke auseinander gerissen und zeigen in der Regel sehr kräftige, undulöse Auslöschung. Die wenigen u. d. M. erkennbaren Feldspatheinsprenglinge sind vollständig zersetzt. — Die Schiefer, welche den Schwarzberg und die Alpgnoferplatten bilden, sind in noch grösserem Maasse, als die bis jetzt beschriebenen Felsitschiefer durch mechanische Umformung modificirt, doch lassen sie sich nach ihrer makroskopischen und mikroskopischen Structur meistens noch leicht mit denselben identificiren. Hie und da erhält das meist dunkle Gestein ein breccienartiges Aussehen, so dass man es auf den ersten Blick mit gewissen carbonischen Grauwacken oder mit Verrucano vergleichen möchte.

Der an Zahl und Grösse vorherrschende Einsprengling ist Quarz, doch ist auch Feldspath oft recht reichlich ver-

---

[1] Vgl. Tabelle bei Laspeyres: Hygrophylit. (Tschermak, Mineralogische Mittheilungen. 1873. p. 170.)

[2] Verhandl. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1878. 35. 262.

[3] Zeitschr. f. Krystallographie. Bd. IV. p. 244.

Digitized by Google

treten und zwar erweist er sich, obwohl im Ganzen Orthoklas vorherrscht, noch in vielen Fällen als Plagioklas, welcher oft auffallend frisch ist. — Eine Zersetzung des ganzen Gesteins in Sericit, wie sie bei den schiefrigen Porphyren der kleinen Windgälle eintritt, wurde hier nie beobachtet.

Die Felsitschiefer der Schwärze sind von dunkel graugrüner Farbe. Zu den kleinen Quarz- und Feldspath-Einsprenglingen tritt in winzigen Schüppchen Biotit hinzu, der zwar selten noch erhalten, sondern meistens in Aggregate von dunkelgrünen chloritartigen Blättchen zersetzt ist.

Es ist nicht unwahrscheinlich, dass einige dieser den östlichen Theil der Alpgnoferplatten bildenden Schiefer aus Porphyrvarietäten hervorgegangen sind, welche unverändert nicht mehr gefunden wurden.

Nachdem wir nun die petrographische Beschaffenheit der verschiedenen Abänderungen, welche die Gesteine der einheitlichen Porphyrmasse zeigen, kennen gelernt haben, bleibt uns noch die chemische Zusammensetzung von einzelnen Repräsentanten der verschiedenen Typen zu betrachten übrig.

Von den hier folgenden Analysen von Gesteinen, die zu Typus I, II, IV und V (Analyse 1, 2, 3 und 4) gehören, wurde Analyse 3 im chemischen Laboratorium der Universität Heidelberg von Herrn J. Mai ausgeführt. Analyse 1, 2, 4 machte ich im petrographischen Institut der hiesigen Universität. Ich bestimmte dabei TiO^2 nur in Analyse 2. Zur Eisenoxydulbestimmung wurde das Pulver nach der von Doelter angegebenen Methode auf dem Wasserbade im Kohlensäurestrom mittelst verdünnter Schwefelsäure und Flusssäure in einer Platinretorte aufgeschlossen und dann rasch titrirt.

Herr Stud. Serda hatte die Freundlichkeit im chemischen Institut der hiesigen Universität die Analyse einer Probe des schiefrigen Porphyrs vom Schwarzthal auszuführen (Analyse 5).

Digitized by Google

	1. Typ. I.	2. Typ. II.	3. Typ. IV.	4. Typ. V.	5. Schiefr. Porphyr.
TiO^2	—	0,92	—	—	—
SiO^2	64,88	67,04	74,80	76,41	76,93
Al^2O^3	16,43	16,00	12,60	14,42	14,35
Fe^2O^3	3,69	2,11	1,53	0,48	0,85
FeO	0,54	1,55	0,83	0,74	0,23
CaO	2,22	1,00	0,79	1,43	1,29
MgO	0,19	0,69	0,17	0,24	0,12
K^2O	6,57	5,49	4,83	3,88	0,60
Na^2O	3,73	4,62	2,54	0,63	2,71
H^2O	1,17	1,53	1,08	1,02	1,01
CO^2	0,49	—	—	1,40	1,71
	99,91	100,95	99,17	100,65	99,80

Diese Analysen zeigen, dass die vorliegenden Gesteine auch nach ihrer chemischen Zusammensetzung in die Gruppe der Granite oder Quarzporphyre gehören, und zwar zeigen die einzelnen Typen eine Änderung in ihrer chemischen Zusammensetzung, die mit der Differenzirung ihrer petrographischen Zusammensetzung Hand in Hand geht. Der Titansäuregehalt sowohl als die Zunahme von FeO und MgO in Analyse 2 erklären sich durch das reichlichere Auftreten eines basischen titansäurehaltigen Gemengtheiles. Das Verhältniss der Alkalien in den verschiedenen Analysen stimmt sehr gut mit der unter dem Mikroskop gemachten Beobachtung, dass Orthoklas in den basisreichern Porphyren vorherrscht, während der umgekehrte Fall bei den Feldsteinporphyren eintrifft; am reichsten an Plagioklas ist Typus II (Analyse 2). Der Gehalt an Carbonaten in Analyse 1 und 4 steht mit der grössern Zersetzung der betreffenden Gesteine im Zusammenhang.

Die Analyse des schiefrigen Porphyrs vom Schwarzthal (An. 5) stimmt in Beziehung auf Kieselsäure- und Thonerdegehalt recht gut mit der Analyse des zu Typus V gehörigen Gesteines überein. Auffallend ist blos, dass das Gestein mehr Natron als Kali enthält, obwohl unter den Feldspatheinsprenglingen Orthoklas häufiger ist als Plagioklas.

Heim hat in überzeugender Weise dargethan, dass der Porphyr der Windgälle bei der nacheocänen Erhebung der Alpen sich nicht anders wie ein Sediment oder wie die kry-

Digitized by Google

stallinischen Schiefer verhalten habe und passiv auf den Mittelschenkel der Windgällenfalte hinübergeschoben worden sei[1]. Die im Dogger des Felsenkamins zwischen Rothhorn und Schwarzhorn eingelagerten gerollten Porphyrstücke beweisen nicht nur, dass der Porphyr älter ist als der braune Jura, sie weisen auch darauf hin, dass letzterer in einiger Entfernung von dem längst gebildeten Porphyr sich ablagerte.

In innigstem Zusammenhang mit dem Porphyr treten nun im Liegenden desselben, lagernd auf dem Dogger des Mittelschenkels der Falte, carbonische Schichten auf. Es bestehen dieselben aus schwarzen Anthracit führenden Schiefern und Conglomeraten, sie sind am untern Furggeli (Profil II) etwa 60 m., an der SO-Ecke der kleinen Windgälle (Profil I) höchstens 10 m. mächtig entwickelt. Obwohl es mir nicht gelang in diesen Ablagerungen fossile Pflanzen zu finden, so kann die Identität derselben mit den Bildungen vom Bifertengrätli, welche von Rothpletz[2] nach ihren fossilen Pflanzen für mittelcarbonisch erklärt werden, als sicher angenommen werden, da sie petrographisch vollkommen übereinstimmen. Die Verbindung der schwarzen Schiefer mit dem darüberliegenden Porphyr ist eine sehr innige, man kann mit Leichtigkeit Handstücke schlagen, welche auf der einen Seite aus weissem schiefrigem Porphyr, auf der andern Seite aus schwarzem Carbonschiefer bestehen. Oft findet man in den untern Lagen des schiefrigen Porphyrs sowohl am Furggeligrat als auch an der kleinen Windgälle Schmitzen carbonischer Schiefer eingelagert. An der SO-Ecke der kleinen Windgälle (Profil I) lagert auf gequetschtem Dogger oder auf dünnschiefrigem, wellig gebogenem Hochgebirgskalk eine in ihrer Mächtigkeit fortwährend wechselnde Bank, bestehend aus schiefrigem, fast vollständig in Sericit umgewandeltem Porphyr. Zwischen dieser Bank und der Hauptmasse des Porphyrs eingeklemmt finden sich die carbonischen Ablagerungen. Es ist eine ganz gewöhnliche, bis jetzt noch nicht beobachtete Erscheinung, dass die schwarzen Schiefer eckige meist kleinere Stücke von Porphyr einschliessen, woraus sich schliessen lässt, dass der

[1] Heim, Mechanismus. Bd. II. p. 114.

[2] A. Rothpletz, Steinkohlenformation des Tödi und deren Flora. (Abhandlungen der schweiz. pal. Ges. Vol. VI. 1879.)

Digitized by Google

Porphyr älter als mittelcarbonisch ist, wofür ein negativer Beweis schon durch das Fehlen von Contactwirkung geliefert wird. Da diese Stücke im Gegensatz zu den im Dogger eingeschlossenen nicht gerollt sind, so können wir annehmen, dass das Carbon sich in unmittelbarer Nähe des schon gebildeten Porphyrs abgelagert habe, vielleicht denselben überdeckend.

Die carbonischen Schichten nehmen nicht an der Windgällenfalte Theil, sie sind vielmehr zugleich mit dem Porphyr, in engster Verbindung mit demselben, passiv in ihre jetzige Lage gebracht worden.

Heim gibt an, dass das Gestein der Alpgnoferplatten, welches sich als mechanisch umgeformter Porphyr erwies, in „ununterbrochenem Zusammenhang mit den krystallinischen Massen in der Tiefe des Maderanerthales stehe". Nun sehen wir aber, sehr schön namentlich bei der Evelialp und oberhalb des „Tritt", wie diese Platten, ca. 20° nach Süden fallend, plötzlich ihr Ende erreichen, eine bis 10 m. hohe, auch auf der topographischen Karte deutlich hervortretende Felswand bildend. Porphyr und Carbon gehören jedenfalls zum System der centralmassivisch gestellten Gesteine, wenn auch nicht direct beobachtet werden kann, wie die Alpgnoferplatten sich weiter nach Süden fortsetzen und ein steiles Südfallen annehmen. Am natürlichsten erscheint die Annahme, dass das ganze System von Porphyr und Carbon am Nordabhang des Maderanerthales mit der am Südabhang verlaufenden Zone carbonischer Gesteine im Zusammenhang gestanden habe. Es finden sich ja auch daselbst Gesteine, welche als gestreckte Porphyre gedeutet werden können.

Wenn auch die vorliegenden Untersuchungen noch in keiner Weise ein abgeschlossenes Ganzes bilden, so liefern sie doch genügendes Material, um eine zusammenfassende Diagnose des Porphyrs geben zu können. Während Heim die Alpgnoferplatten als Verrucano betrachtet, aber keine Grenzen, sondern vielfach Übergänge gegen den Porphyr hin findet, geht aus der mikroskopischen und chemischen Untersuchung dieser Gesteine hervor, dass dieselben mechanisch umgeformte, gestreckte Porphyre sind, und zwar lässt sich schrittweise die Herausbildung der schiefrigen Abänderungen aus den ächt

Digitized by Google

massigen verfolgen[1]. Umgränzen wir den Porphyr in der auf der Karte angegebenen Verbreitung, so sehen wir, dass derselbe ein zusammenhängendes Ganzes bildet, dessen einzelne Theile in Beziehung auf ihre petrographische Ausbildung in einem gesetzmässigen Verhältniss zu einander stehen. Während schon die durchaus massige Ausbildung, die säulenförmige Absonderung sowie die makroskopische und mikroskopische Structur des unveränderten Porphyrs in deutlichster Weise auf eruptiven Ursprung desselben hinweisen, finden wir gerade in der Art der Verbreitung der einzelnen Varietäten neue Thatsachen, welche als beweisende für diese Annahme gelten können.

Der Windgällenporphyr ist theils ein Mikrogranit (Feldsteinporphyr), theils ein Granophyr (Hornsteinporphyr). Nur die Granophyre zeigen mechanische Umformung, indem sie in Porphyrschiefer übergehen, die aber im Dünnschliff noch unverkennbar Granophyrstructur zeigen. Wenn nun der als Typus I beschriebene Mikrogranit das Centrum eines eruptiven Porphyrkörpers darstellt, so bilden sich aus demselben gegen die Peripherie hin eine Reihe von Differentiationsformen heraus, welche successive kieselsäurereicher werden. Die grossen Feldspatheinsprenglinge, unter denen Plagioklas mindestens ebenso zahlreich wie Orthoklas vertreten ist, nehmen an Zahl und Grösse ab, Orthoklas beginnt vorzuherrschen, während zugleich die Quarzeinsprenglinge sich mehren. Die mikrokrystallinische Grundmasse gewinnt grössere Ausdehnung, indem sie sich zugleich mikrofelsitisch verdichtet, an einzelnen Stellen granophyrisch sich ausbildet. Mikrogranit und Granophyr bilden in ihren verschiedenen Abänderungen zwei in sich geschlossene Gesteinsgruppen; höchstens Typus III kann in gewisser Beziehung als Zwischenglied aufgefasst werden. Dennoch müssen wir die ganze Porphyrmasse als einheitlichen geognostischen Körper auffassen, die einzelnen

[1] v. Lasaulx findet bei der Untersuchung der Porphyroïde der Ardennen, sowie bei derjenigen eines quarzfreien Orthoklas-Porphyrs bei Dietz (Nassau) dem vorliegenden Vorkommen analoge Beispiele für mechanische Umformung von Eruptivgesteinen. Vgl.: Über die Tektonik und die Eruptivgest. der franz. Ardennen. Vortrag October 1883. Ferner: Sitzung d. nat.-hist. Ver. der Rheinlande u. Westfalen. 4. August 1884.

Digitized by Google

Typen bilden Differentiationsformen eines einzigen Magmas. Analoge Verhältnisse zeigen auch andere Porphyrkörper, z. B. die schwarzen und rothen Porphyre von Lugano, deren Alter zwar im Gegensatz zum Windgällenporphyr ein postcarbonisches ist[1].

Die bei der Faltung der Alpen mitgerissene und in so abnorme Lagerungsverhältnisse hineingebrachte Porphyrmasse zeigt eine unsymmetrische Ausbildung. Während gegen Süden und namentlich gegen Osten die Zone der Granophyre eine sehr breite ist, ist sie nur schmal entwickelt oder fehlt ganz gegen Westen und Norden. Westwärts vom hypothetischen Centrum des Porphyrkörpers (Seewligrat) wurden die Granophyre durch die Erosion des Reussthales entfernt, nördlich von demselben hat sie der aufsteigende Gewölbeschenkel der Windgällenfalte weggeschürft. Dass hier in der That mehr zermalmende als streckende Kräfte auf den Porphyr einwirkten, beweist uns die Reibungsbreccie, welche am obern Furggeli zwischen den horizontal liegenden Porphyrsäulen und den Doggerschichten eingelagert ist, sowie die Thatsache, dass in eckige Stücke zertrümmerte Granophyre sich namentlich in der Nähe des aufsteigenden Gewölbeschenkels finden (siehe p. 427).

Es ist vielleicht schliesslich nicht ohne Interesse darauf hinzuweisen, dass Lory[2] aus den Hautes Alpes ein Porphyrvorkommen beschreibt, welches sich mit dem Porphyr der Windgällen vergleichen lässt. Es bildet dort der Porphyr, welchen Lory für dyadisch hält, den Kern eines aufrechten, aus Trias und Jura gebildeten Gewölbes, ist aber wie der Verfasser annimmt, erst durch die gebirgsbildenden Kräfte passiv in das System der Falte hineingebracht worden. Der den Porphyr überlagernde triadische Sandstein enthält gerollte Porphyrstücke. Wir brauchen uns in der That diese aufrechte Falte nur in eine liegende umgelegt zu denken, um eine der Windgälle vollkommen analoge Bildung vor uns zu sehen.

---

[1] Harada, Das Luganer Eruptivgebiet. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. II. 1.)

[2] Bull. d. l. Soc. géol. de France. Sér. III. tome XII. 5 nov. 1883.

Digitized by Google

5. Massige Gesteine aus dem Gebiet des Finsteraarhornmassivs im Vergleich mit dem Porphyr der Windgälle.

Da das Vorkommen porphyrischer Gesteine an der Windgälle gerade desshalb so sehr unsere Aufmerksamkeit auf sich zieht, weil es ein ganz vereinzeltes ist, so erscheint es schon aus diesem Grunde zweckmässig, analoge Bildungen in andern Theilen der Centralalpen genauer zu studiren und mit dem Porphyr der Windgälle zu vergleichen. Aber noch aus andern, tiefer liegenden Gründen schienen mir vergleichende Untersuchungen in dieser Richtung erwünscht. Wenn auch die petrographischen Charaktere unseres Porphyrs durchaus diejenigen eines ächt massigen Gesteines sind, so wird man doch noch nach Beweisen für den eruptiven Ursprung desselben suchen müssen, die aus der Art des geognostischen Auftretens geschöpft sind. Die Lagerungsverhältnisse des Windgällenporphyrs sind nun aber, wie wir gesehen haben, durch Kräfte, die erst lange nach der Entstehung desselben zu wirken angefangen haben, zu derart complicirten geworden, dass sie nur wenig in dieser Richtung verwerthet werden können; es gelang blos nachzuweisen, dass der Porphyr älter als Mittelcarbon ist. Wenn sich nun auch anderswo in den Centralalpen petrographisch analoge Gesteine finden liessen, an deren eruptivem Ursprung sowohl aus geognostischen, als auch aus petrographischen Gründen nicht gezweifelt werden kann, so wäre vielleicht auf diesem Wege durch Analogieschluss ein weiterer Beweis für die eruptive Natur des Windgällenporphyrs zu finden.

Von grossem Interesse ist daher folgende Angabe Heim's[1]: „Nach Ingenieur H. Berl findet sich in der Schützenbächliruns, welche vom Gipfel der kleinen Windgälle westlich nach Silenen geht, unmittelbar unter der untern Masse von Juragesteinen im Centralmassiv selbst etwas Windgällenporphyr." Da aber auf der topographischen Karte 1 : 50000 nirgends ein Schützenbächli angegeben ist, auch die Anwohner kein solches kennen, so liegt hier wohl eine Verwechslung mit der auf der Karte verzeichneten Schüpfenbächliruns vor, welche in der

[1] Heim, Mechanismus. Bd. I. p. 38.

Digitized by Google

That „vom Gipfel der kleinen Windgälle westlich nach Silenen geht". Beim Herumklettern in dieser Runse fand ich nun aber blos Porphyrblöcke, oft bedeutende Dimensionen erreichend. Anstehenden Porphyr konnte ich nicht entdecken, doch lässt sich nicht mit Sicherheit behaupten, dass die vorliegende Angabe unbegründet sei, da ich eine viel Aufwand an Zeit und Mühe erfordernde, auch nicht ganz gefahrlose systematische Untersuchung der ganzen Runse nicht durchführen konnte.

Die innige Verbindung von Carbon und Porphyr an der Windgälle und eventuell auch am Südabhange des Maderaner Thales weist uns darauf hin, auch die andern Carbonvorkommen in den östlichen Theilen der Centralalpen zu betrachten. In grosser Ausdehnung findet sich Carbon am Ochsenstock und Bifertengrätli an der Nordseite des Tödi. Nach der Darstellung von Heim und Rothpletz lagert auf den 75° SSO fallenden krystallinischen Gesteinen das System der carbonischen Schiefer und Conglomerate, bald discordant über die Schichtenköpfe der Gneisse hinweggreifend, bald concordant zwischen dieselben eingefaltet. Verrucano und Röthidolomit bilden das Hangende des Carbon. Die ausgeprägte Transversalschieferung aller dieser Gesteine, die im Gefolge der mechanischen Umänderungen auftretenden mineralogischen Neubildungen, sowie z. Th. nicht sehr günstige Aufschlüsse, erschweren es sehr, die einzelnen Bildungen petrographisch auseinander zu halten und Klarheit über die gegenseitigen Lagerungsverhältnisse zu gewinnen, so dass jedenfalls, trotz der schönen Arbeit von A. Rothpletz das letzte Wort über die Geologie dieser interessanten Stelle noch nicht gesprochen ist. Am Nordwestabhang des Bifertengrätli, nicht weit von dem Fundpunkte von Pflanzenresten, traf ich ein graues felsitisches massig auftretendes Gestein (Petrosilex), anscheinend in den carbonischen Schiefern eingelagert. Es besteht dasselbe, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, aus einer sehr feinkörnigen Grundmasse, deren Bestandtheile Quarz und muscovitartige Schüppchen sind. Als Einsprenglinge liegen in derselben Bruchstücke von Quarz und zersetztem Feldspath. Obwohl eine gewisse Analogie mit den schiefrigen Porphyren der Windgälle nicht zu verkennen ist, so wäre es doch ver-

Digitized by Google

früht, das vorliegende Gestein mit denselben zu identificiren, so lange man nicht Übergänge zu deutlich entwickelten Porphyren findet. Herr A. Heim theilt mir gütigst mit, dass er auf der Sandalp (Schutthalden gegen Röthi und Tödi) zwei Bruchstücke von deutlich entwickeltem Porphyr gefunden habe. Es ist also zu hoffen, dass bei einer genaueren Durchforschung des Gebietes unzweifelhafter Porphyr auch anstehend hier gefunden werden wird.

Da der Porphyr der Windgälle im Centrum ein Mikrogranit ist, in den peripherischen Theilen aber ein Granophyr wird, theilweise einem Quarzporphyr sich schon sehr nähert, so könnte man daran denken, die ganze Masse desselben als eine porphyrische Granitapophyse zu betrachten. Harada vermuthet in ähnlicher Weise in Folge der centralen granititischen Ausbildung der rothen Porphyre von Lugano, dass dieselben mit in der Tiefe liegenden Granitstöcken in Verbindung ständen. Da wir ein analoges Verhältniss in schönster Weise aus dem Central-Massiv der Aiguilles Rouges kennen lernen werden, so mag hier eine kurze Erörterung folgen, in wiefern eine solche Annahme ihre Berechtigung haben könnte.

Im ganzen Gebiet des Finsteraarhornmassivs sind nur von wenigen Punkten ächt massige Gesteine bekannt. In nächster Nähe der Windgälle durchbrechen, wie die geologische Karte von Studer und Escher angiebt, im Fellithal drei Granitstöcke die Schichten der krystallinischen Gesteine. Alb. Müller[1] bespricht dieses Vorkommen. Südwestlich oberhalb der letzten Hütten von Felliberg am Thalgehänge tritt dieser Granit, ausgezeichnet durch gerundete Oberflächenformen vollkommen massig ausgebildet zu Tage. Der Contact mit den krystallinischen Schiefern der Umgebung ist durch Vegetation verdeckt. Der Granit zeigt vorwiegend eine fast horizontale Zerklüftung und umschliesst nach Müller eckige scharf abgegrenzte Bruchstücke des nächst anstehenden dunkeln Talkgneisses. Ein Wechsel in der Structur des Gesteines innerhalb desselben Stockes war nicht bemerkbar. — Zwischen glasigen grossen Quarzkörnern und den an Masse

[1] Verhandl. der naturf. Ges. in Basel. Bd. IV. p. 388 u. 583. Ferner: A. Müller, Die Granite des Fellithales. (Verhandl. etc. Theil VI. 2. Heft. 1875.)

Digitized by Google

vorherrschenden im Durchschnitt etwa 5 mm. langen Feldspathleisten schiebt sich, putzenförmig sich anhäufend, der meistens in Chlorit umgewandelte Glimmer (Biotit) ein. Die grossen Quarzkörner erweisen sich u. d. M. zwischen gekreuzten Nicols als einheitliche Individuen. Sie sind niemals geradlinig begrenzt, scheinen durch Zersetzung angegriffen zu sein; oft lösen sie sich an den Rändern in ein Haufwerk rundlicher Körnchen auf. Der Quarz enthält in grosser Menge meist reihenweis angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse. Der Feldspath ist theils Plagioklas, theils Orthoklas; Plagioklas scheint vorzuherrschen, ist auch gewöhnlich frischer als der Orthoklas. Der Biotit zeigt sehr starken Pleochroismus (hell strohgelb, tief dunkelgrün). Die wenigen unzersetzten Reste werden von einem Haufwerk opaker Körner und grüner Chloritfasern umgeben.

In Beziehung auf Structur und mineralogische Zusammensetzung stimmt dieses Gestein vollkommen mit dem Protogin überein, welcher sich in breiter Zone über den Kreuzlipass gegen das Fellithal (Sonniger Wichel) nach der Schöllenen hinzieht. Es scheint desshalb natürlicher, das beschriebene Gestein zu den Protoginen zu rechnen, als hier einen selbständig auftretenden Granitstock anzunehmen.

Herr A. Heim theilt mir mit, dass ausgezeichnete Euritgänge die Amphibolite des Piz Ginf und Piz Ner durchschwärmen.

An der Südseite des Tödi treten vielfach Gesteine auf, welche man nach Lagerung und Structur für ächte massige Granite, Syenite oder Aplite halten kann. Die mikroskopische Untersuchung des Gesteines vom Kehlstock und Piz Ner lässt auch in der That auf einen eruptiven Amphibol-Biotit-Granit schliessen, während der bekannte Puntaiglasgranit wohl als titanitführender Amphibol-Biotit-Gneiss der Reihe der krystallinischen Schichtgesteine zuzurechnen ist.

In dem westlich der Reuss sich erstreckenden Theile des Finsteraarhornmassivs sind, soviel mir bekannt, wirkliche Granit- oder Porphyrstöcke noch nicht nachgewiesen worden[1]. Es besteht das Centralmassiv hier aus einer nördlichen

[1] Blatt XVIII und ebenso Blatt XIV erschienen während des Druckes dieser Arbeit.

Digitized by Google

und einer südlichen Gneisszone. An die südliche Gneisszone schliesst sich die mächtige oft zwei Stunden breite Granit-Gneisszone an, die ihrerseits wieder durch einen Hornblendegesteine führenden Schichtencomplex von der nördlichen Gneisszone getrennt ist. Grössere, massige Partien von alteruptivem Granit kommen nach Baltzer[1] innerhalb der Granit-Gneiss-Zone des Aarmassivs nicht vor. Nach Fellenberg[2] besteht auch das Bietschhorn und die Bietschhornkette, welche der Granit-Gneisszone angehören, durchweg aus einem weissen, euritischen Granit, ähnlich demjenigen, welcher den Piz Ner an der Südseite der Tödigruppe bildet.

Porphyrische Gesteine aus dem westlichen Theile des Finsteraarhornmassivs scheinen nicht bekannt zu sein, doch gibt Studer[3] an, dass in den Gandecken des Triftgletschers im Haslithal sich Blöcke eines Porphyrs finden mit dunkelgrünlich-grauer Grundmasse und vielen rechteckig oder unbestimmt begrenzten, weisslichen Feldspatheinsprenglingen und einzelnen Hornblendetheilchen. Quarz fehlt. Dieser Beschreibung nach könnte das Gestein mit der grünlichen Varietät des Windgällenporphyrs (Typus II) übereinstimmen. Herr A. Heim theilt mir mit, dass er in der Mittelmoräne des Unteraargletschers zwei Bruchstücke eines Felsitporphyrs mit grauer Grundmasse und ausgeschiedenem Quarz und Feldspath gefunden habe. —

Schliesslich könnte man in den Rahmen unserer vergleichenden Betrachtungen noch die Besprechung von Gesteinsvorkommnissen hineinziehen, die nicht mehr dem Gebiet der Centralmassive angehören. Unter den von Escher im Verrucano des Kärpfstockgebietes nachgewiesenen melaphyrischen und porphyrischen (porphyritischen?) Lagergängen kommen nach Heim auch „local einige Abänderungen vor mit Serpentinflecken welche an Windgällenporphyr erinnern". An andern Orten enthält der Verrucano oft Conglomeratbruchstücke von rothem feldspathreichem Porphyr. Die bunte Nagelfluh der Voralpen (ältestes Miocän) enthält stellenweise in grosser

[1] Baltzer, Randerscheinungen der centralgranitischen Zone des Aarmassiv. (Dies. Jahrb. 1885. II. 25.)

[2] cf. Verhandl. der schweiz. naturforsch. Gesellsch. 1877/78. p. 55 ff.

[3] Studer, Index der Petrographie. p. 80.

Digitized by Google

Menge Gerölle eruptiver Gesteinsarten (Granite, Porphyre, Variolite etc.), wie sie heute dem Nordabhang der Alpen gänzlich fremd sind[1]. Man hat versucht, das Auftreten dieser Gerölle, die in den jüngeren Nagelfluhbildungen nicht mehr vorkommen, durch Annahme eines jetzt verschwundenen nördlichen eruptiven Randgebirges zu erklären, analog demjenigen, wie wir es auf der Südseite der Alpen von Lugano bis Ivrea noch heute finden. Studer[2] und Baltzer[3] discutiren diese Frage. Baltzer fasst die Spilite etc. des Kärpfstockes als Fragmente dieses Randgebirges auf, welche mit dem Verrucano, in den sie gangförmig eingedrungen waren, die für jene Gegenden charakteristischen Lagerungsstörungen erfahren haben.

Aus allen diesen Erörterungen geht hervor, dass wir die Entstehung des Windgällenporphyrs auf zweierlei Weise zu erklären versuchen können:

1) Der Windgällenporphyr ist ein selbstständig auftretender alt- oder vorcarbonischer Porphyrstock, der nachträglich in das System der älteren krystallinischen Schiefer des Centralmassivs zugleich mit Carbon hineingefaltet wurde, ohne mit denselben in irgend welchem genetischen Zusammenhang zu stehen. Als solcher wäre er leicht, nach Analogie der Eruptivgesteine des Kärpfstockes, als ein mehr nach Süden vorgedrungener Rest des hypothetischen nördlichen Randgebirges zu erklären.

2) Es ist eine ursprüngliche Verbindung des Porphyrs nach Süden mit Graniten der Centralzone vorhanden, d. h. der Porphyr ist als eine porphyrische Facies von Granit aufzufassen.

Im folgenden Abschnitt sollen nun porphyrische Gesteine, die nachweislich mit Granit zusammenhängen, beschrieben und mit den einzelnen Varietäten des Windgällenporphyrs verglichen werden.

---

[1] Vgl. A. Gutzwiller, Die löcherige Nagelfluh. Ihre Beziehungen zu den tertiären und quaternären Ablagerungen. (Bericht der Gewerbeschule zu Basel. 1879—1880.)

[2] Studer, Geologie der Schweiz. II. Bd. p. 387.

[3] Baltzer, Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues. p. 51.

Digitized by Google

II. Theil.

Porphyre aus dem Centralmassiv der Aiguilles rouges.

Geologischer Bau der Aiguilles rouges-Gruppe, im Vergleich mit dem Finsteraarhornmassiv.

Während, wie wir gesehen haben, im Gebiet des Finsteraarhornmassivs ächt massige Gesteine nur eine ganz untergeordnete Rolle spielen, und keines der vereinzelten Vorkommnisse zur Erklärung der Verhältnisse an der Windgälle direct irgendwie verwerthet werden kann, finden sich hingegen im Central-Massiv der Aiguilles rouges eingelagert im System der krystallinischen Schiefer nicht nur stockförmig auftretende ächte Granite, sondern auch mehrfach Gänge bildende Porphyre, die nach den Beschreibungen von A. Favre und H. Gerlach mit gewissen Varietäten des Windgällen-Porphyr übereinstimmen dürften. Es war also zu erwarten, dass eine wiederholte Untersuchung dieser Gesteine einen werthvollen Beitrag zur Kenntniss der alpinen Eruptiv-Gesteine überhaupt liefern würde, der vielleicht auch darauf hinweisen könnte, als was der Porphyr an der Windgälle aufzufassen ist.

Am Ostabhang des Torrenthorn (östl. von Leuk) erreicht das ausgedehnte Massiv des Finsteraarhorns sein westliches Ende; die Casannaschiefer, die dort noch auftreten, verschwinden unter einer mächtigen Decke von Sedimenten, welche der Jura-, Kreide- und Eocänzeit angehören. Als ein etwa 60 km. langer Complex greifen nun die Sedimente zwischen Torrenthorn und Dent de Morcles d. h. zwischen Finsteraar- und Aiguilles rouges-Massiv nach Süden in den Zug der Centralalpen hinein: die Kämme des Wildstrubel, des Weisshorn, des Wildhorns und der Diablerets, meist aus Kreide oder Eocän bestehend, bilden die orographische Fortsetzung der von krystallinischen Gesteinen gebildeten Häupter der Finsteraarhorngruppe. Südlich der Rhône grenzen an diese Sedimente nicht, wie in ihrer östlichen Verlängerung an der Furka, direct wieder centralmassivisch gestellte Gneisse, sondern es nehmen carbonische Conglomerate, Quarzite und „jüngere metamorphische“ Schichten eine breite, nach Süden sich erstreckende Zone ein, bis dann die Gneisse der Centralmasse der Dent Blanche emporsteigen.

Digitized by Google

Die geologischen Verhältnisse in der Zone zwischen Finsteraar- und Silvretta-Massiv sind den besprochenen zwischen Finsteraar- und Aiguilles rouges-Massiv vollkommen analog. Während die Masse der krystallinischen Gesteine immer tiefer sinkt, schliesslich nur noch in den Thalkesseln entblösst ist (Sandalp, Limmerntobel), greifen die Sedimente immer weiter nach Süden vor und überbrücken schliesslich in der Gegend des Tödi als zusammenhängende Decke das Centralmassiv vollständig, um weiter östlich in breiter Zone sich bis an den Rhein nach Süden auszudehnen. Die Gipfel des Hausstockes, Sardona etc. in den Glarneralpen sind geologisch und orographisch denen des Wildstrubel und der Diablerets in den Berner- und Waadtländeralpen analog. Es schliesst sich hier jenseit des Rheinthales, dessen Parallelität mit dem Rhônethal von der Furka bis Martigny sofort in die Augen fällt, an die mesozoischen Ablagerungen ein sich weit ausdehnendes System von Marmorlagern, Verrucanoconglomeraten und vielleicht liasischen Schiefern (Bündnerschiefer) an, aus welchem sich dann die Gneisse und Glimmerschiefer der Rheinwaldhorngruppe und des Surettagebirges, sowie die Granite des Julier als Centralmassen emporheben[1].

Die Sedimente in der Zone zwischen Finsteraar- und Silvrettamassiv zeigen grossartige Lagerungsstörungen, die den äussern Kämmen der nördlichen, sedimentären Randzonen der Alpen fremd sind. Der Bau der Dent de Morcles weist darauf hin, dass ähnliche Erscheinungen auch in der Wildstrubel-Dent de Morcles-Kette vorkommen[2]. Auch Bertrand[3], der für die Lagerungsstörungen im Kt. Glarus eine neue Erklärungsweise versucht, indem er statt einer Doppelfalte eine einzige nach Norden gerichtete Falte annimmt, findet eine directe Übereinstimmung im Baue der Kalkalpen zwischen Aiguilles rouges- und Finsteraarmassiv einerseits und zwischen Finsteraar- und Silvrettamassiv anderseits.

Die Ursache der Entstehung dieser Faltensysteme ist

[1] Vgl. Carte géologique de la Suisse par Studer et Escher. 2e Edition.

[2] Vgl. Renevier, Notice sur ma carte géologique de la partie sud des Alpes Vaudoises. (Archives des sciences physiques et naturelles. Tome LIX. Genève 1877.)

[3] Bertrand, Rapport de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. (Bull. de la Soc. géol. de France. III sér. t. 12. p. 327.)

Digitized by Google

ebenso wie diejenige der Fächerstructur der Centralmassive in tangentialwirkenden Druckkräften zu suchen. Der enorme Zusammenschub der Erdrinde compensirt sich einerseits in den Centralmassiven, anderseits in den Faltensystemen der in ihrer Streichrichtung sie vertretenden Sedimente[1].

Finsteraarmassiv und Aiguilles rouges-Massiv verlaufen beide mit ihrer Längsaxe parallel dem Streichen der ganzen Alpenkette, die Schichten in der Aiguilles rouges-Gruppe streichen desshalb im Allgemeinen N 20—40 O, während wir im Finsteraarmassiv ein Streichen N 50—60 O finden. Beide Massive sind geologisch äquivalent und stehen wahrscheinlich mit einander in directer Verbindung. Es konnte diese Verbindung noch nicht nachgewiesen werden, da die Sedimentdecke zwischen Dent de Morcles und Torrenthorn nirgends von tief einschneidenden Thälern durchzogen wird; die östliche Fortsetzung des von Sedimenten bedeckten Finsteraarmassivs hingegen tritt bei Vättis noch einmal zu Tage.

Zusammenhängende, ausgezeichnete Darstellungen der geologischen Verhältnisse der ganzen Aiguilles rouges-Gruppe verdanken wir B. Studer[2], A. Favre[3] und H. Gerlach[4]. Die von Les Houches im Arvethal bis zur Dent de Morcles sich erstreckende 35 km. lange und 4—5 km. breite Gebirgsmasse wird im Nordwesten von einer mächtigen Kalkmauer begrenzt, welche die Gipfel der Les Fiz, des Buet, der Tours Salières, der Dent du Midi und auf der rechten Seite des Rhônethales die Tête de l'Oulivaz trägt. An dieser Kalkwand sehen wir mehrorts die ganze Schichtenreihe der alpinen Formationen vom Taveyanaz-Sandstein bis zum Carbon aufgeschlossen. Die Schichten streichen gewöhnlich N 10—20 O und fallen etwa 30° nach Nordwesten; sie liegen discordant auf den steil aufgerichteten Gneissschichten, und nur die an den beiden Enden des Massivs die Basis der Sedimente bildenden carbonischen Schiefer und Conglomerate zeigen hie und da ein steileres

[1] Vgl. A. Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung. Bd. I. p. 239.

[2] Studer, Geologie der Schweiz. Bd. I. p. 160—168.

[3] A. Favre, Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piemont et de la Suisse voisines du Montblanc, avec Atlas. Genève 1867. Bd. II. p. 297—363.

[4] H. Gerlach, Das südwestliche Wallis. (Lief. IX der Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Blatt XII des eidgenöss. Atlasses.)

Digitized by Google

Nordwestfallen[1] (bis 75°). Die gegenseitigen Lagerungsverhältnisse der Schichten der nördlichen sedimentären Randzone und der Gneissstraten des Centralmassivs sind also hier, wenn auch viel einfacher als in der Contactzone des Finsteraarmassivs, so doch im Princip dieselben. Die Kappe horizontal gelagerter Jura- und Trias-Gesteine auf dem höchsten Gipfel der Aiguilles rouges beweist, dass auch hier die Sedimente einst die ganze Masse der krystallinischen Gesteine überdeckt hatten[2].

Im Südosten wird unser Centralmassiv von demjenigen des Mt. Blanc und von der kleinen Gebirgsgruppe des Arpille durch eine spitze Mulde geschieden[3], die in der Umgebung von Chamonix nur durch wenige Überreste von jurassischem Kalk angedeutet wird, welcher aber am Croix de fer eine mächtige Entwicklung erreicht. Von Valorcine bis Vernayaz im Rhônethal wird diese Mulde von ältern carbonischen Conglomeraten (conglomérat de Valorcine) und jüngern carbonischen Schiefern gebildet. Es ist dieselbe sehr schön durch das Rhônethal zwischen der Pissevache und der Gorge de Trient aufgeschlossen.

Die Schichten gneissartiger Gesteine, aus welchen die Aiguilles rouges-Masse vorwiegend besteht, bilden keinen Fächer; das Streichen derselben stimmt mit der Längsausdehnung des Massivs überein (N 20—40 O), ihr Einfallen ist immer sehr steil, gewöhnlich südöstlich, am Nordwestrande hingegen nordwestlich. Ein regelmässiger Wechsel der petrographischen Beschaffenheit dieser krystallinischen Gesteine in Zonen, die sich durch die ganze Gebirgsmasse parallel der Streichrichtung verfolgen lassen, findet hier nicht statt. Es tritt fast durchweg Gneiss auf, der in den meisten Fällen deutlich schiefrig ist; Hornblendegesteine in grösserer Verbreitung scheinen zu fehlen.

Der Glimmer der Gneissvarietäten[4] ist meistens ein

[1] Vgl. Favre, Atlas. Pl. XV. Fig. 1.

[2] Ibid. Pl. XV. Fig. 7.

[3] Ibid. Pl. XVIII. Fig. 1. Pl. XVII. Fig. 1 u. 3.

[4] In der Sammlung des petrograph. Instituts der Univ. Strassburg befindet sich eine von Bertrand in Paris stammende Suite von Aiguilles rouges- und Mt. Blanc-Gesteinen, deren Dünnschliffe für die vorliegende Arbeit durchgesehen wurden.

Digitized by Google

tombackbrauner Biotit, in seltenen Fällen frisch, meistens unter Ausscheidung von opaken Erzen und häufig auch von Anatas[1] in chloritische Substanz umgewandelt, auch wenn er makroskopisch noch ganz frisch erscheint. Feldspath, meistens zersetzt, in unregelmässig begrenzten Partieen auftretend, nur selten scharfe Leistenform zeigend, ist bald Orthoklas, bald Plagioklas. Orthoklas scheint häufiger zu sein. Der Quarz enthält nur sparsam Flüssigkeitseinschlüsse. Die scheinbar einheitlichen Quarzpartieen lösen sich zwischen gekreuzten Nicols in ein Aggregat kleinerer und grösserer verschieden orientirter Körner auf. In den vorliegenden Gesteinen sind nun diese Körner stets stark ausgezackt und greifen mit ihren zackigen Rändern in einander ein. Als accessorische Gemengtheile treffen wir Titanit und Turmalin. — Durch vollständige Chloritisirung des Biotits und Umlagerung der chloritischen Substanzen entstehen grünlich gefärbte Gesteine, deren schiefrige Textur in Folge der mangelnden parallelen Anordnung des Glimmers mehr verwischt ist. — Röthliche, meistens feinkörnige, glimmerarme Gneissabarten nannte Favre: Protogine rose; es werden dieselben vielfach mit rothen Granitporphyren verwechselt.

Durch das Auftreten eruptiver, granitischer und porphyrischer Gesteine, welche die Gneisse durchbrechen, wird vor Allem die Eigenartigkeit der Centralmasse der Aiguilles rouges bedingt[2]. In einer Länge von 20 km. durchzieht, am Südostabhang der Aiguilles rouges beginnend, ein nur ½—1 km. breiter Granitzug das ganze Massiv bis an die Rhône. Dieser Granitzug ist serpentinenartig gewunden, durchschneidet, obwohl er im Grossen und Ganzen lagerartig auftritt, hie und da die Gneissstraten unter spitzen Winkeln und sendet meistens felsit-porphyrische oder aplitische Apophysen in dieselben. Gerlach[3] hat diesen Gang in seinem ganzen Verlaufe Schritt für Schritt verfolgt und in ausgezeichneter Weise beschrieben. Die mineralogische Zusammensetzung und der Habitus des Granites sind wechselnd. Am Nordostende des

[1] Das Vorkommen von Anatas in Chlorit wird S. 457 eingehender besprochen werden.

[2] Vgl. Favre, Atlas. Pl. XVII. Fig. 1.

[3] Lief. IX der Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. p. 14 u. p. 27—32.

Digitized by Google

Ganges in der Gegend von Van tritt ein kleinkörniger typischer Biotitgranit auf. Der Granit in der Umgegend von Valorcine ist überall massig, unregelmässig zerklüftet, besitzt Schalenstructur und besteht aus einem klein- bis mittelkörnigen Gemenge von grauem glasigem Quarz, weissen und grauen Feldspathleisten und broncebraunen Glimmerschuppen. Weisse, seltener graue Feldspathleisten treten oft porphyrartig hervor. Delesse[1] beschreibt aus der Umgegend von Valorcine einen zweiglimmerigen Granit, der „grauen Orthoklas und weissen, perlmutterglänzenden oder schwach grünlichen Oligoklas" enthält. In der Analyse, die Delesse anführt, sind Magnesia und Alkalien aus der Differenz bestimmt.

In der Bertrand'schen Suite der hiesigen Sammlung befinden sich mehrere Stücke Valorcinegranit. Das eine, als „Protogin" bezeichnet, mit der Fundortsangabe „Loriaz" versehen, stammt wahrscheinlich von oberhalb Les Cicerets, etwas südöstlich von Loriaz. Der granitische Habitus des Gesteins ist unverkennbar. Durch die vollkommen regellose Anordnung der Gemengtheile, durch das massenhafte Auftreten grosser kantengerundeter Quarzkörner ist dasselbe von den typischen Protoginen der Mt. Blanc-Gruppe unterschieden; es erinnert in Structur und Farbe an die Juliergranite. Die grossen Quarzkörner erweisen sich zwischen gekreuzten Nicols als einheitlich, sie sind rissig, zeigen häufig undulöse Auslöschung und führen wie die Quarze der ächten Granite reihenweis angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse. Der Feldspath ist theils Orthoklas, theils Plagioklas. Der Glimmer war ursprünglich Biotit, ist aber vollständig in Chlorit umgewandelt, welcher in Flasern das Gestein durchzieht.

Von andern Stücken mit der Fundortsangabe „Valorcine" ist eines ein typischer Biotitgranit mit accessorischem Apatit und Zirkon, ein zweites ein Biotit-Muscovitgranit, der sich in nichts von den vereinzelten, in selbstständigen Stöcken auftretenden, zweiglimmerigen Graniten unterscheidet. Mit dem Granit von Remiremont (Westseite der Vogesen) z. B. stimmt er vollständig überein.

---

[1] Bulletin de la société géol. de France. II Série. Tome VII. 1849—1850. p. 424.

Digitized by Google

Die Gemengtheile in einem vierten Handstück von Valorcine sind ebenfalls regellos angeordnet, wie in ächt massigen Gesteinen. Grosse Feldspathleisten und glasige Quarzkörner sind die einzigen wesentlichen Gemengtheile. Die Feldspathleisten sind entweder schwärzlich gefärbt und zeigen äusserst lebhaften Perlmutterglanz auf den Spaltungsflächen, oder sie sind von weisser Farbe. Ein Splitter von schwarzem Feldspath wurde beim Glühen auf einem Platinblech über dem Gebläse entfärbt. Es rührt also diese schwarze Färbung, welche der grösste Theil der Feldspathleisten zeigt, von organischen Substanzen her, die in Gestalt trüber Flocken im Dünnschliff die Leisten vollständig überziehen. Auch da, wo die Feldspathsubstanz durch organische Substanzen nicht getrübt ist, lässt sich unter dem Mikroskop in Folge vollständiger Zersetzung nicht entscheiden, ob ein Orthoklas oder ein Plagioklas vorliegt. Das Product der Zersetzung sind zahllose, wirr durcheinander liegende, schwach gelbliche Säulchen, die parallele Auslöschung und oft Querabsonderung zeigen. Es ist anzunehmen, dass Zoisit vorliegt, den Cathrein[1] als Zersetzungsproduct in Saussuriten gefunden. Mit H^2SiFl^6 konnte in den weissen Leisten nur Natrium, in den schwarzen vorwiegend Kalium nebst etwas Natrium nachgewiesen werden. Es scheint also der schwarze Feldspath ein Orthoklas, der weisse hingegen ein Plagioklas zu sein.

Zum Zwecke einer weiteren Untersuchung des weissen Natriumhaltigen Plagioklases wurden Spaltungsstücke parallel den zweideutlichsten Spaltungsrichtungen dünn geschliffen. Das eine Blättchen zeigt Zwillingslamellen, deren Auslöschungsschiefe unter dem Mikroskop gemessen höchstens 3° beträgt. Das andere Blättchen lässt an einigen noch nicht ganz von Zersetzungsproducten erfüllten Stellen Spaltungsdurchgänge erkennen und löscht gegen dieselben um 18° schief aus. Da es wahrscheinlich ist, dass das Blättchen mit den Zwillingslamellen // P (oP, 001) und das Spaltungsdurchgänge zeigende // M ($\infty P\breve{\infty}$, 010) geschliffen ist, so stimmen diese Werthe für die Auslöschungsschiefen ganz gut mit den von

[1] A. Cathrein, Über Saussurit. (Zeitschr. f. Krystallogr. VII. 1883. p. 236.) Dies. Jahrb. 1883. II. 177.

Digitized by Google

Schuster[1] für den Albit angegebenen überein. Auf M konnte das für den Albit charakteristische Axenbild in Folge der starken Zersetzung des Feldspaths nicht beobachtet werden. Es könnte nach diesem Befunde höchstens noch eine Verwechslung mit Labradorit vorliegen, wogegen der mit Strahlstein übereinstimmende Schmelzbarkeitsgrad (4), die intensive Gelbfärbung der Löthrohrflamme, sowie der mangelnde Kalkgehalt sprechen. Kalk konnte nämlich auch nicht qualitativ nachgewiesen werden, nachdem das feine Pulver des Feldspathes mit concentrirter Salzsäure auf dem Wasserbade 24 Stunden lang digerirt und das Filtrat mit Ammoniak und kohlensaurem Ammoniak versetzt worden war. Da gar keine Fällung entstand, so ist anzunehmen, dass der Feldspath nicht merklich angegriffen worden sei, was mit den Eigenschaften des Albites gut übereinstimmt, weil Labradorit in Pulverform durch Digestion mit Salzsäure stark angegriffen wird.

Der Glimmer ist so spärlich vorhanden, dass er wohl nur als accessorischer Gemengtheil betrachtet werden kann. Es tritt ein grüner und ein brauner Glimmer auf. Losgelöste Blättchen lassen in convergentem polarisirtem Licht einen kleinen Axenwinkel erkennen. Sie sind durchzogen von einem Gitterwerk heller, doppelbrechender, parallel auslöschender Nadeln, die unter 120° (resp. 60°) sich kreuzen. Nach den von Rosenbusch und Cohen[2] angegebenen Methoden konnte auch an ganz kleinen Blättchen Asterismus nachgewiesen werden: es zeigten sich drei breite Strahlen eines sechsstrahligen Sternes. —

Aus diesen wenigen Angaben geht jedenfalls hervor, dass der Granit von Valorcine in seiner ganzen Erstreckung auch als solcher innerhalb seiner Masse viele Abänderungen und nicht, wie man es nach den Beschreibungen von Gerlach annehmen könnte, blos structurelle Differenzirungen zeigt, die als porphyrische Granitfacies am Rande und in den Apophysen des Hauptganges oder Stockes auftreten; ohne Zweifel aber

---

[1] Schuster, Über die opt. Orient. der Plag. (Tschermak, Mittheil. III. Bd. 1880. p. 153.) Dies. Jahrb. 1880. II. 8.

[2] E. Cohen, Zusammenstellung petrographischer Untersuchungsmethoden. Strassburg. März 1884. p. 13.

Digitized by Google

haben wir hier inmitten der aufgerichteten krystallinischen Schichtgesteine einen mächtigen Gang ächten Granits.

Namentlich am östlichen Rande des Ganges in der Umgebung des Col de Montets wird der Granit von einem Zuge porphyrischer Gesteine begleitet, die aus dem Granit selbst sich allmählig entwickeln. Aus der erwähnten Bertrand'schen Suite stehen mir zwei Stücke, als Eurit bezeichnet, von Valorcine und aux Ruppes zur Verfügung. In einer grauen, splittrigen Grundmasse liegen als Einsprenglinge Quarz, Feldspath und schwarzer Glimmer. Die Zahl der Einsprenglinge, namentlich der Quarzkörner und Feldspathleisten vergrössert sich unter dem Mikroskop bedeutend. Die kleineren Leisten sind gewöhnlich frischer, als die grösseren, und meistens Plagioklas. Die Grundmasse ist mikrokrystallin und enthält in grosser Menge zu Aggregaten vereinigt Muscovitschüppchen. — Sehr oft werden mit diesen dichten Quarzporphyren andere dichte Gesteine verwechselt und ebenfalls mit Namen wie „Eurit, Petrosilex, Roche de corne etc." bezeichnet. Diese „dunklen Schiefergesteine" (Gerlach) zeigen niemals Einsprenglinge und besitzen ein höheres spezifisches Gewicht als die Glieder der Quarzporphyrreihe; ich fand dieselben auch am Sex des Granges oberhalb Granges, wo sie eng verbunden mit den carbonischen glimmerigen Sandstein- und Conglomeratschichten auftreten. Die mikroskopisch untersuchten Stücke solcher Vorkommnisse von Valorcine und Montets, welche von Bertrand als Eurit und Petrosilex bezeichnet werden, erwiesen sich theils als feinkörnige Quarz-Hornblende- resp. Strahlsteinschiefer, theils als äusserst feinkörnige, dunkel graugrüne Muscovit-Schiefer.

Während bei Valorcine der Hauptgranitgang der Aiguilles rouges direct mit einem Streifen porphyrischer Gesteine in Verbindung steht, finden sich nach der geologischen Karte der Schweiz auf der Westseite des Brévent, im Thal der Sallenche und am Fuss der Dent de Morcles Porphyrgänge, deren directe Verbindung mit dem Granit nicht nachgewiesen werden konnte. Es ist jedoch kaum anzunehmen, dass sie ihr Dasein einer besonderen Eruptions-Periode verdanken und nicht Apophysen des grossen Granitganges sind. Da diese Gänge alle auf einer dem Hauptgang parallel verlaufenden

Digitized by Google

Linie auftreten, welche zudem noch auf der Westseite des Gneissrückens des Massivs liegt, so ist nicht daran zu denken, an der Oberfläche eine Verbindung mit dem Granit nachweisen zu können. Die Richtigkeit der Annahme, dass wir es hier in der That mit Apophysen zu thun haben, könnte dadurch gestützt werden, dass man bei genauerer Untersuchung unter den porphyrischen Gesteinen, die sich direct aus dem Granit entwickeln, Abarten finden würde, welche mit denen der vereinzelten Gänge vollständig ident wären.

Es sollen nun in Folgendem das Auftreten der Gänge im Thal der Sallenche und im Barthélemi-Tobel besprochen und die betreffenden Gesteine beschrieben werden. Auf eine irgendwie abgeschlossene geognostische Untersuchung muss ich verzichten.

Etwa eine halbe Stunde oberhalb Van d'enhaut, in der Richtung nach Salanfe, traf ich auf der Höhe des Felsenriegels, über den die Sallenche in einzelnen Absätzen stürzt, einen das Bachbett durchsetzenden, am rechten Ufer prachtvoll aufgeschlossenen Porphyrgang, vielleicht denselben, den Gerlach in seiner Karte eingezeichnet hat[1].

Gerlach hat seinen Gang noch weit nach Südwesten am Abhang des Luisin verfolgt; er tritt aber nach ihm nicht einmal ganz an das Ufer der Sallenche, während der von mir beobachtete Gang den Bach überschreitet, in Folge der grossen Widerstandsfähigkeit des Porphyrs einen Wassersturz hervorrufend, und sich, soweit es bei dem herrschenden Nebel möglich war, noch eine Strecke nordöstlich am Gehänge des Salantin verfolgen liess. Favre erwähnt den Porphyr nur vom linken Ufer der Sallenche. Es ist sehr wohl möglich, dass mehrere Gänge auftreten. Das Gestein, in welchem der Gang aufsetzt, ist ein zäher compacter Gneiss von grünlicher Farbe, welche durch den aus dem Glimmer entstandenen, durch das ganze Gestein sich verbreitenden Chlorit bedingt ist. Der Feldspath erscheint u. d. M. in vollständig zersetzten Partieen; Umrisse, die auf Krystallform deuten, fehlen.

[1] An der Stelle, wo Renevier (Carte géologique de la partie sud des Alpes Vaudoises etc. 1875) Porphyr angibt, fand ich keinen Porphyr, wohl aber einen deutlich ausgeprägten, feinkörnigen, rothen Gneiss (Protogine rose).

Digitized by Google

Die Quarzkörner lösen sich zwischen gekreuzten Nicols in Aggregate auf, die einzelnen Körnchen derselben zeigen die für viele Gneisse charakteristische zackige Begrenzung.

An der untersuchten Stelle ist der Gang etwa 20 m. mächtig, streicht ziemlich genau N—S und fällt ungefähr 70° gegen Osten, während die Gneissschichten, in denen er aufsetzt, unter 70° NW fallen und N 20° O streichen. Das östliche Einfallen des Ganges könnte vielleicht als ein Stützpunkt für die Anschauung gelten, dass derselbe eine Apophyse des weiter östlich sich hinziehenden Granitganges ist. — Die mineralogische Zusammensetzung des Porphyrs innerhalb des Ganges ist eine sehr wechselnde: am Saalband gewöhnlich grau und dicht, wird er gegen die Mitte hin roth und grobkörnig.

Var. I. Das grünlich-weisse Gestein, welches auf beiden Seiten des Ganges in absolut gleicher Ausbildung direct am Contact mit dem Gneiss auftritt, scharf gegen denselben absetzend, besteht aus einer splitterigen, vor dem Löthrohr zu einem weisslichen Email schmelzenden Grundmasse. Als Einsprenglinge in derselben machen sich vor Allem zahlreiche silberweisse, lebhaft glänzende Glimmerblättchen geltend, welche oft scharf hexagonale Umrisse zeigen. Die Feldspatheinsprenglinge bilden meistens kleine fleischrothe Körner, selten sind sie durch Krystallflächen begrenzt. Kleine wasserhelle Quarzkörner, die in grosser Menge als Einsprenglinge vorhanden sind, treten weniger deutlich als Feldspath und Glimmer aus der weisslichen Grundmasse hervor.

Die Resultate der mikroskopischen Untersuchung des Gesteins sind folgende:

Die meistens geradlinig begrenzten Quarzeinsprenglinge sind rissig, zeigen Einbuchtungen und Einschlüsse von Grundmasse. Sie enthalten in grosser Menge rundliche und zackige Flüssigkeitseinschlüsse, oft reihenweise angeordnet; auch Glaseinschlüsse konnten nachgewiesen werden. Ausserdem schliesst der Quarz lange, spiessige, schwach gelblich gefärbte Mikrolithe ein, die sich oft radial-büschelförmig anordnen. Da dieselben nicht selten deutliche Querabsonderung zeigen, so könnte man sie vielleicht als Apatit oder Sillimanit deuten. Häufig bemerkt man bei gekreuzten Nicols eine eigenthümliche feine Streifung über die Quarzkörner hinlaufen.

Digitized by Google

Der Feldspath, meistens schon stark zersetzt, ist theils Orthoklas theils Plagioklas; recht oft sieht man Verwachsungen beider. Die Plagioklase zeigen complicirten Aufbau, indem die Zwillingslamellen sich kreuzen, mitten im Krystall auskeilen oder scharf absetzen. Die Zersetzung der Feldspathsubstanz macht sich durch das Auftreten winziger Glimmerblättchen geltend.

Porphyrartig hervortretende Glimmerblättchen sind im Dünnschliff nicht zahlreich zu beobachten. Sie erweisen sich als vollkommen unzersetzt und wasserklar.

Mit H^2SiFl^6 konnte nur Kalium in diesem Glimmer nachgewiesen werden; es liegt also ein Kaliglimmer vor, der zu den ersten Ausscheidungsproducten aus dem Porphyrmagma zu gehören scheint, da er häufig Quarz und Feldspath durchsetzt oder sich ganz in denselben eingeschlossen findet.

Die optische Untersuchung zeigt, dass der Glimmer zweiter Art ist. Der Axenwinkel für Natrium-Licht, in Öl gemessen, beträgt $35^0 52'$. Es lässt sich also der Glimmer nur unter die Phlogopite einreihen; er dürfte in optischer Beziehung dem Zinnwaldit noch am nächsten stehen, ein Lithium-Gehalt konnte jedoch beim Glühen einzelner Blättchen im Spectralapparat nicht nachgewiesen werden.

Die Grundmasse setzt sich aus wasserklaren doppelbrechenden Körnern, die wohl Quarz sind, und aus unregelmässig gestalteten schwach gelblichen Glimmerschüppchen zusammen; ob auch Feldspath hinzutritt konnte nicht entschieden werden. Da Glimmer und Quarz ein derart mikrokrystallines Aggregat bilden, dass in demselben die einzelnen Bestandtheile nicht scharf umgrenzt mosaikartig hervortreten, so ist schwer zu entscheiden, ob zwischen den doppelbrechenden Körnern schmale Häute von Glas sich finden oder nicht; grössere Partieen isotroper Basis fehlen jedenfalls vollständig.

Var. II. Am westlichen Saalband des Ganges schliesst sich an das soeben beschriebene Gestein eine der Structur nach demselben idente Varietät an, deren Grundmasse aber rothbraun ist und mit einer scharfen Loupe betrachtet fein gekörnelt erscheint. Quarz- und Muscovit-Einsprenglinge zeigen hier dieselben Eigenschaften wie im vorhergehenden Gesteinstypus. Der Feldspath hingegen erscheint schon

Digitized by Google

bei makroskopischer Betrachtung bedeutend frischer, die Krystalle sind nicht roth gefärbt, heben sich scharf, bald lebhaft glasglänzend, bald milchig getrübt aus der rothen Grundmasse ab.

U. d. M. tritt die verhältnissmässig geringe Zersetzung des Feldspathes deutlich hervor; gewöhnlich haben sich nur einige zackig begrenzte Schüppchen eines glimmerartigen Minerals ausgeschieden. Die meisten Durchschnitte zeigen Zwillingsstreifung. Orthoklase sind selten. Kieselfluorpräparate ergaben, dass sowohl die glasglänzenden als auch die matten Individuen zu den Natronfeldspäthen gehören, und da weder Calcium- noch Kalium-Salze sich gebildet hatten, so dürfte dieser Feldspath wohl zur Albit-Reihe gerechnet werden. Spaltungsstücke konnten wegen der Kleinheit der Individuen nicht untersucht werden.

Die mit stärkster Vergrösserung erkennbaren Gemengtheile der Grundmasse sind wiederum Quarz, vielleicht auch Feldspath und in grosser Anzahl Glimmerblättchen. Im Ganzen zeigen die einzelnen Individuen ziemlich scharfe Begrenzung und heben sich deutlich hervor, so dass man oft mit annähernder Bestimmtheit eine isotrope Basis nachweisen kann, namentlich da wo Glimmerblättchen unter spitzem Winkel an einander stossen. Die Untersuchung dieser Zwischenklemmungsmasse mit der Biot'schen Quarzplatte lässt es wahrscheinlich erscheinen, dass die Deutung derselben als glasige Basis die richtige sei, obwohl die Möglichkeit einer Verwechslung mit basischen Schnitten von winzigen Quarzkörnern nicht absolut ausgeschlossen ist.

Die rothe Färbung des Gesteins wird durch kleine Schüppchen und Körnchen von roth durchscheinendem Eisenoxyd (Eisenglimmer) bedingt, welche in grosser Menge durch die Grundmasse zerstreut sind. Es ist wohl kaum anzunehmen, dass dieses Eisenoxyd sich als solches, als ursprünglicher Gemengtheil der Grundmasse aus dem Magma ausgeschieden habe. In welcher Form aber das Eisen ursprünglich vorhanden war, lässt sich nicht nachweisen, jedenfalls aber sind die rothen Körnchen nicht das Product einer weiter gehenden Zersetzung des Gesteins. Williams[1] vermuthet, dass in diesen

[1] G. H. Williams, Die Eruptivgesteine der Gegend von Tryberg im Schwarzwald. (Dies. Jahrbuch. II. Beilageband. 1883. p. 602.)

Digitized by Google

roth gefärbten unzersetzten Porphyren das Eisen ursprünglich in Form globulitischer Gebilde vorhanden gewesen sei.

Var. III. An der östlichen Seite des Ganges wurde dieses rothe felsitische Gestein nicht bemerkt. Es wird dort der das Saalband bildende grünliche-weisse Porphyr in der Richtung gegen die Gangmitte hin grobkörniger, die Einsprenglinge mehren sich und werden zugleich grösser. Die Grundmasse tritt zurück und erscheint körnig, nicht mehr splittrig. Muscovit als Einsprengling wird hier durch dunkelgrüne glänzende Blättchen eines chloritischen Minerals vertreten. Die Feldspatheinsprenglinge erreichen bedeutende Grösse, oft Carlsbader Zwillinge bildend; sie sind ziegelroth oder milchweiss gefärbt. Quarz erscheint in recht grossen unregelmässig begrenzten Körnern. — Der Übergang von der vollkommen felsitischen Varietät in diese mehr körnige vollzieht sich in einer Zone, die ungefähr ein Meter breit ist. Die vorliegende Gesteinsvarietät bildet in ihrer typischen Ausbildung nur einen schmalen Streifen, indem gegen die Gangmitte hin bald wieder eine andere noch mehr granitische Abart des Porphyrs auftritt.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass die grossen, rissigen Quarzkörner in allen Richtungen von reihenweis angeordneten Flüssigkeitseinschlüssen durchzogen sind, ferner finden sich als Einschlüsse Zirkonmikrolithe und Chloritblättchen.

Die noch einigermassen frischen Feldspathleisten erweisen sich theils als Orthoklas, theils als Plagioklas; doch lässt sich im Ganzen constatiren, dass das Mengenverhältniss zwischen Plagioklas und Orthoklas sich gegenüber den vorigen Varietäten zu Gunsten des Orthoklases geändert hat. In vielen Fällen aber ist die Zersetzung schon so weit gediehen, dass die Leisten durchaus Aggregatpolarisation zeigen; gewöhnlich haben sich dann grössere Flasern von Muscovit ausgeschieden. — Es wurde ein grosser Orthoklas beobachtet, welcher zwei Orthoklasleisten und einen noch ganz frischen Plagioklas unregelmässig umwachsen hatte.

Die chloritartigen Blättchen zeigen alle parallele Auslöschung und starken Pleochroismus (zwischen dunkelgrün und strohgelb). Basische Blättchen verhalten sich anscheinend

Digitized by Google

isotrop, zeigen aber in convergentem polarisirtem Licht ein schwaches Öffnen des Interferenzkreuzes beim Drehen des Objecttisches.

Sehr charakteristisch für diesen Chlorit sind Einschlüsse kleiner gelblicher Körner, die immer in grosser Zahl vorhanden sind. Die Formen derselben sind oft unregelmässig, oft aber quadratisch und dann isotrop, auch finden sich spitze Doppelpyramiden oder Combinationsformen von P und oP. Dies alles scheint auf Anatas hinzuweisen. Von Flusssäure werden diese Körner nicht angegriffen und lassen sich desshalb leicht isoliren. Die mikroskopische Untersuchung der isolirten Körner lehrt, dass dieselben zum grössten Theile Anatas sind; an einzelnen Kryställchen konnte u. d. M. der Winkel an der Spitze der Pyramide zwischen zwei gegenüberliegenden Pyramidenflächen zu 44°, der Mittelkantenwinkel zu 136° und der Winkel von Pyramide zur Basis zu 112° gemessen werden, Werthe, die mit den für Anatas angegebenen vollständig übereinstimmen. Ein Versuch den TiO^2-Gehalt isolirter Körner mit Hülfe der Phosphorsalzperle nachzuweisen, blieb ohne Resultat; allerdings war die zum Versuch verwandte Menge eine sehr geringe. Neben Anatas findet sich in untergeordneter Menge noch Zirkon als Einschluss im Chlorit. — Da Anatas als ursprünglicher Gemengtheil in Eruptiv-Gesteinen nicht bekannt ist, was auch, wie Thürach[1] neuerdings besonders hervorhebt, in Folge seines Verhaltens bei erhöhter Temperatur gar nicht zu erwarten ist, so ist derselbe hier augenscheinlich als directes Nebenproduct bei der chloritischen Zersetzung von Glimmer oder Hornblende entstanden. Es liegt kein Grund für die Annahme vor, dass er sich aus Titanmineralien[2] (Titanit oder Rutil) gebildet habe, welche nach Thürach fast ausnahmslos die Muttermineralien für Anatas sein sollen.

Die Elemente der Grundmasse sind gegenüber der Varietät vom Saalband merklich grösser geworden; dieselben bestehen zum grössten Theil aus Muscovit-Fasern, die sich

[1] Thürach, Über das Vorkommen mikroskopischer Zirkon- und Titanmineralien in Gesteinen. Würzburg 1884. (Dies. Jahrb. 1885. II. 396.)

[2] Vgl. auch Diller, Anatas als Umwandlungsproduct von Titanit etc. (Dieses Jahrbuch. 1888. I. 187.)

Digitized by Google

oft zu büschelförmigen Aggregaten vereinigen, in welchen die Quarz- und Feldspath-Körner eingebettet liegen. In einer schmalen die Einsprenglinge umgebenden Zone werden die Quarz- und Feldspath-Körner der Grundmasse gewöhnlich etwas grösser und zeigen eine schwache Neigung zu radialer Anordnung, eine Erscheinung, die der Umwachsung von Einsprenglingen durch granophyrische Pseudosphärolithe in vielen Quarz- und Granit-Porphyren analog sein dürfte.

Var. IV. Das Gestein, welches die Gangmitte bildet, überhaupt den grössten Theil des Ganges zusammensetzt, zeichnet sich durch noch ausgeprägteres Vorherrschen der Einsprenglinge gegenüber der Grundmasse aus. Letztere, blassroth gefärbt, erscheint gekörnelt und erhält durch Einlagerung zahlreicher winziger Muscovitschüppchen einen eigenthümlich schimmernden Glanz. Unter den Einsprenglingen treten die bis 2 cm. langen gewöhnlich fleischrothen Feldspathleisten am schärfsten hervor, weitere Einsprenglinge sind grosse kantengerundete Quarzkörner, Schüppchen des grünen chloritartigen Minerals, sowie Blättchen von Muscovit.

Quarz und Feldspatheinsprenglinge zeigen u. d. M. keine Merkmale, welche sie vom Feldspath und Quarz der bereits beschriebenen Varietäten wesentlich unterscheiden. Vereinzelt findet sich mikroperthitische Verwachsung von Orthoklas und Plagioklas. Besondere Erwähnung verdient vielleicht die Beobachtung, dass einmal, wo eine Feldspathleiste sich an ein Quarzkorn anlegt, die Feldspathsubstanz als tiefe schlauchförmige Einbuchtung einzudringen scheint. Diese Erscheinung, wie wir sie gewöhnlich nur für die Grundmasse kennen, stellt hier wohl den denkbar einfachsten Fall mikropegmatitischer Verwachsung von Quarz und Feldspath dar, kann also für einen Beweis gleichzeitiger Ausscheidung dieser beiden Minerale gelten.

Muscovit erscheint im Dünnschliff selten als Einsprengling; sehr häufig sind die oben beschriebenen Anatas führenden Chloritblättchen; doch hat sich in den meisten Fällen der Chlorit noch weiter zersetzt unter Abscheidung opaker Körner. — Accessorisch findet sich als Einsprengling Apatit.

Die Grundmasse hat in dieser Varietät eine vollkommen körnige Structur erlangt, so dass das Gestein als Granit-

Digitized by Google

porphyr (Mikrogranit) bezeichnet werden muss. Klare, Flüssigkeitseinschlüsse führende Quarz- und getrübte Feldspathkörner heben sich scharf gegeneinander ab. Das Aggregat von Quarz- und Feldspathkörnern wird in allen Richtungen von Muscovitflasern durchzogen, welche sich oft auch zu grössern Partieen ansammeln. — Die rothe Färbung des Gesteins wird durch feinvertheilte Körner und Schüppchen roth durchscheinender oder opaker Eisenerze bedingt.

Die Vergleichung der vier untersuchten Gesteinstypen dieses Ganges zeigt in deutlicher Weise, dass ein typischer Granitporphyr von der Gangmitte aus sich nach den Saalbändern hin immer mehr verdichtet und in einen Quarzporphyr übergeht. Ziehen wir nun noch den Umstand in Betracht, dass wir diesen Porphyrgang als eine Apophyse eines Granitstockes ansehen können, so stimmen die betrachteten Verhältnisse ganz mit denen des Bodeganges, jener Apophyse des Ramberggranites im Harz überein, die Lossen[1] ausführlich bespricht. Beim Bodegang ist jedoch die Zone der dichten, felsitischen Gesteine verhältnissmässig eine breitere. Lossen erwähnt auch als Analogon das vorliegende Vorkommen; ähnliche Verhältnisse sind von Rosenbusch[2] aus den Vogesen beschrieben worden. — Der Porphyrgang von Van d'enhaut zeigt zwar auf dem einzigen untersuchten Querschnitt nicht eine vollständige Symmetrie, indem wir auf der Westseite desselben eine Varietät des Saalbandgesteines finden (Var. II), die auf der Ostseite fehlt und umgekehrt auf der Westseite kein Analogon der in der östlichen Hälfte auftretenden Var. III entdecken konnten, der einzigen Abart, welche frei von weissem Glimmer ist. Es ist indess wohl unstatthaft, dieser jedenfalls nur geringen Störung der Symmetrie grössere Bedeutung zuzumessen, so lange nicht noch mehr Profile desselben Ganges untersucht sind.

Der reissende Bergbach St. Barthélemi wälzt aus einer tiefen Schlucht, welche die Grenze zwischen dem Gebiet der

[1] Lossen, Der Bodegang im Harz. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1874. p. 856.)

[2] Rosenbusch, Steiger Schiefer. p. 280. (Abhandl. zur geol. Spez.-Karte von Els.-Lothr. Bd. I. Heft II.)

Digitized by Google

krystallinischen Schiefer und der Sedimente bezeichnet, ungeheure Trümmermassen hervor und baut aus denselben den riesigen Schuttkegel auf, welcher, weit ins Rhonethal sich hinaus schiebend, Fluss, Strasse und Eisenbahn zwingt, einen weiten Bogen bis hart an das gegenüberliegende steile Thalgehänge zu machen. Unter den bei La Rasse umherliegenden Blöcken finden sich nicht selten rothe, graue und grünliche Porphyre in den verschiedensten Structurformen.

Am Fussweg, der am östlichen Thalgehänge in die Schlucht hinein nach Norlot (Nortot nach der Karte von Renevier) führt, stehen continuirlich krystallinische Gesteine an, die im Allgemeinen N30O streichen und steil nach NW einfallen. Das System derselben muss von einer gewissen Anzahl von Porphyrgängen durchzogen sein; denn überall findet man am Wege und im Walde vereinzelte Blöcke des bekannten Gesteins. Nachdem ich etwa eine halbe Stunde in die Schlucht hineingestiegen, traf ich auf einen 8 m. mächtigen Porphyrgang, der saiger stehend ein Streichen von N6° W zeigt, also die Schichten der krystallinischen Schiefer durchschneidet. Das Gestein, in welchem dieser Gang aufsetzt, ist ein schiefriger Gneiss. Tombackbraune, glänzende Glimmerblättchen treten in parallelen Lagen auf. U. d. M. erweisen sich dieselben schon stark zersetzt, sie fasern gewöhnlich am Rande aus und gehen in chloritische Substanz über. Die Quarzkörner lösen sich zwischen gekreuzten Nicols in kleinkörnige Aggregate auf, der Feldspath scheint vorwiegend Plagioklas zu sein.

Das Ganggestein ist scharf von diesem Gneiss getrennt. Das Gestein, welches die Saalbänder bildet, hat viel Ähnlichkeit mit der felsitischen Varietät I des Ganges von Van, abgesehen von seiner mehr dunklern grauen Färbung. Die Feldspatheinsprenglinge zeigen Glasglanz. U. d. M. erweist sich fast sämmtlicher Feldspath als Plagioklas, wie in Var. I. Die Quarzeinsprenglinge enthalten in grosser Menge Flüssigkeitseinschlüsse, lange spiessige, an Apatit oder Sillimanit erinnernde Mikrolithe mit Querabsonderung, sowie einzelne Zirkonkryställchen.

Auch hier ist ein heller Glimmer charakteristischer Einsprengling; er tritt sowohl frei in der Grundmasse als auch

Digitized by Google

in allen andern Einsprenglingen als Einschluss auf; häufig setzen einzelne Glimmerleisten aus der Grundmasse in Quarzkörner hinein.

Ganz vereinzelt finden sich Chloritblättchen, sowie Calcit als Einsprengling.

In der Grundmasse kann man mit starker Vergrösserung zahlreiche Glimmerschüppchen erkennen, die wohl den Hauptgemengtheil derselben ausmachen. Vereinzelt hervortretende unregelmässig begrenzte wasserklare Körner lassen sich wohl als Quarz deuten, im Übrigen aber ist die Grundmasse kryptokrystallin, d. h. man erkennt wohl, dass ein krystallines Aggregat vorliegt, die einzelnen Bestandtheile desselben lassen sich aber weder ihrer Natur nach bestimmen noch überhaupt räumlich scharf begrenzen.

Das Gestein der Gangmitte entspricht in seiner makroskopischen Structur ganz gut der Var. III des Ganges von Van, die Feldspathleisten sind gewöhnlich etwas grösser und stets weiss, die Grundmasse ist graulich-grün gefärbt. U. d. M. zeigen die Einsprenglinge: Quarz, Feldspath, Muscovit und Chlorit dieselben Merkmale wie in den analogen Varietäten des beschriebenen Ganges. Im Dünnschliff sammeln sie sich oft an einzelnen Stellen an, wo sie wirr durcheinander liegend ein grobkörniges Aggregat bilden. Die Muscovitleisten dieser Aggregate sind häufig gebogen, schmiegen sich den Quarz- und Feldspathkörnern an oder durchsetzen dieselben.

Die Structur der Grundmasse erscheint bei starker Vergrösserung mikrokrystallin, aus Quarz und Glimmer der Hauptsache nach bestehend, ob noch Feldspath hinzutritt, konnte nicht sicher entschieden werden.

Da dieser Gang in seinem Querschnitte nicht so schön aufgeschlossen ist wie der zuerst beschriebene, so konnten nur die zwei Varietäten beobachtet werden. Von rothem Porphyr sah ich keine Spur. Auch hier zeigt sich, dass der Porphyr vom Saalband nach der Gangmitte hin grobkörniger, ärmer an Grundmasse, reicher an Orthoklas wird.

In der Tiefe des Tobels gegenüber dem mittlern der drei Bäche, die zwischen Mex und Norlot von Westen her sich in den Barthélemi-Bach ergiessen, erscheint ebenfalls Porphyr

Digitized by Google

und zwar in mächtiger Ausdehnung. Schlechte Aufschlüsse, sowie ein Schneegestöber machten eine genaue Untersuchung dieses Vorkommens unmöglich. Alle die in Obigem beschriebenen Porphyrvarietäten fand ich hier anstehend ohne ihr gegenseitiges Lagerungsverhältniss noch dasjenige des Porphyrs zu den krystallinischen Schiefern klarlegen zu können.

Mitten zwischen den Porphyren erscheint hier plötzlich ein braunrothes fast dichtes weiches Gestein, das vollständig zertrümmert ist. Es besitzt dieses merkwürdige Gestein ganz den Habitus massiger Gesteine und lässt sich seinem äussern Ansehen nach mit Glimmersyeniten vergleichen, wie sie Cohen[1] als minetteartige Gesteine aus dem Odenwald (Steinbruch von Rohrbach, Hessen) beschrieben hat. — Ich bin absolut zweifelhaft, ob ich dies Gestein als eine neue Differenzirung des Porphyrs oder als einen selbstständigen Gang in demselben auffassen soll.

Makroskopisch erkennt man, dass das Gestein, welches in allen Richtungen von schmalen Calcitadern durchzogen wird, zum grössten Theile aus einem kleinkörnigen Gemenge von röthlich-violettem Feldspath und winzigen Glimmerblättchen besteht; in demselben treten überall Flecken eines dunkelgrünen chloritartigen Minerals auf.

U. d. M. lässt sich sofort die hochgradige Zersetzung erkennen. Die Gemengtheile zeigen die für massige Gesteine charakteristische regellose Anordnung. Ob die schmalen kurzen Feldspathleisten dem Orthoklas oder dem Plagioklas zugerechnet werden müssen, konnte nicht sicher entschieden werden, doch zeigen auch die verhältnissmässig noch frischen Leisten keine Zwillingsstreifung und häufig parallele Auslöschung.

Der Glimmer bildet ähnlich wie der Feldspath kurze schmale Leisten, die braun gefärbt sind, lebhaften Pleochroismus zeigen und gewöhnlich in grosser Menge opake Körner einschliessen. Die chloritartigen Zersetzungsproducte verbreiten sich als feine Häutchen durch den ganzen Schliff, bilden aber auch grössere lichtgrüne Blättchen, in denen zerstreut opake oder gelbliche Körner liegen, deren Formen an

[1] Benecke u. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. p. 176.

Digitized by Google

Anatas und Zirkon erinnern. Beim Behandeln des Schliffes mit heisser Salzsäure wird der Glimmer gebleicht ohne seinen Pleochroismus zu verlieren. Der Chlorit wird natürlich weggeätzt, die opaken und gelblich durchscheinenden Körner bleiben unangegriffen.

Die kleinen Quarzkörner, die sich nicht selten zwischen den andern Gemengtheilen eingestreut finden, sind wohl als secundäre Bildungen aufzufassen; jedenfalls ist Quarz nur ein durchaus accessorischer Bestandtheil des Gesteins.

Durch die mikroskopische Untersuchung wird also die schon makroskopisch hervortretende Übereinstimmung unseres Gesteins mit Glimmersyeniten (Minetten) vollständig bestätigt.

Wenn auch der Gedanke, dass diese Minette nichts wie eine weitere Differenzirung des Porphyrs wäre, nicht absolut zu verwerfen ist, so möchte ich doch, soweit die vorliegenden Untersuchungen überhaupt irgend eine Annahme erlauben, eher einen den Porphyr durchbrechenden Minettegang annehmen, ein Verhältniss, das Fournet und Drouet[1] in der Umgebung von St. Laurent und Romanèche in dem Departement der Loire und der Saône ebenfalls beobachtet haben.

Minette ist aus dem ganzen Gebiet der Centralalpen noch kaum bekannt. Fournet[2] soll im Val d'Annivier (Wallis) einen Minettegang entdeckt haben. Da Minettegänge die Eigenthümlichkeit besitzen, da, wo sie einmal auftreten, sich in grosser Menge zu zeigen, so ist zu hoffen, dass eine genauere Untersuchung der ganzen Gegend noch mehr ähnliche Bildungen zu unserer Kenntniss bringen wird, vorausgesetzt, dass das beschriebene Gestein wirklich ein minetteartiges ist.

Nach Renevier setzt gleich am Anfang des Barthélemi-Tobels, die Basis der Sedimente bildend, ein ziemlich breiter Streifen carbonischer Schichten auf die Ostseite desselben über und lässt sich bis auf die Höhe des Col du Jora meistens auf der rechten Seite des Baches verfolgen. Bei Norlot soll ein porphyrähnliches Gestein anstehen (pétrographiquement tout-à-fait un porphyre), welches Renevier[3] als carbonisches

[1] Vgl. Zirkel, Petrographie. Bd. I. p. 605.
[2] Vgl. Zirkel, Petrographie. Bd. I. p. 606.
[3] Renevier, Notice sur ma carte etc. p. 14.

Digitized by Google

Conglomerat ansieht (comme une simple variété bréchiforme du poudingue carbonifère). Auf der Stelle, wo nach der Karte dies Gestein vorkommen soll, fand ich keinen Porphyr. Ich möchte überhaupt annehmen, dass im Barthélemi-Tobel, wie auf Blatt XVII der geologischen Karte der Schweiz angegeben ist, die krystallinischen Schiefer das ganze Ostgehänge einnehmen, und dass die Porphyrgesteine gangförmig in demselben aufsetzen, also mit carbonischen Bildungen nichts zu thun haben. Ganz übereinstimmend mit den Verhältnissen im Barthélemi-Tobel enthält nach Renevier auf der gegenüberliegenden Seite des Rhônethales das Carbon an der Basis der nach Westen einfallenden Kalkwand des Tête de l'Oulivaz unterhalb Morcles bei Tsinsant ebenfalls porphyrartige Sandsteinvarietäten (grès bréchiforme rouge). Nach meinem Befunde sind hier die Carbonschichten wenig mächtig als schwarze Schiefer entwickelt und liegen, concordant mit Rauchwacke und Jura, discordant auf den N 20° O streichenden und 70° nach Osten einfallenden Schichten der krystallinischen Schiefer, die hier meistens feinkörnig und glimmerarm sind. An der Stelle, wo sich das porphyrähnliche carbonische Conglomerat finden soll, gehen dieselben jedoch in einen rothen ziemlich grobkörnigen, glimmerarmen Gneiss (Protogine rose) über. Schon Studer[1] deutet dieses rothe Gestein, sowohl hier wie oberhalb Outre-Rhône — etwas weiter östlich ebenfalls am Südfuss der Dent de Morcles — in gleicher Weise „als eine Abänderung des herrschenden Gneisses".

Nach Gerlach stimmen die am Brévent in Gängen auftretenden Porphyre in Beziehung auf die mineralogische Zusammensetzung mit den beschriebenen Gesteinen von Van d'enhaut resp. Salanfe überein. Eine Besprechung dieser Vorkommnisse muss ich mir ebenfalls für spätere Untersuchungen vorbehalten.

Bei einem Vergleiche der Ganggesteine von Salanfe und des Barthélemi-Tobels mit dem Windgällenporphyr fällt es sofort in die Augen, dass die verschiedenen Differentiationsformen des eruptiven Gesteinskörpers von der Mitte gegen die peripherischen Theile hin bei beiden Porphyren sich

[1] Studer, Geol. d. Schweiz. Bd. I. p. 162.

Digitized by Google

vollständig entsprechen. Geradeso wie beim Porphyr der Windgälle sind bei diesen Gängen die Granitporphyre des Centrums mit den Quarzporphyren des Saalbandes nicht durch eine vollständig continuirliche Reihe verbunden, beide Gesteinsabänderungen bilden vielmehr auch hier je eine in sich mehr oder weniger geschlossene Gruppe.

In mineralogischer und structureller Hinsicht unterscheiden sich die beiden beschriebenen Porphyre in einigen nicht unwesentlichen Punkten. Die Granitporphyre der Granitapophyse führen auch im Centrum des Ganges reichlich Quarzeinsprenglinge, welche den Mikrograniten der Windgälle fast vollständig fehlen. Während in den Granophyren der Windgälle Orthoklas gegenüber Plagioklas vorherrscht, in den Mikrograniten aber Plagioklas mindestens ebenso häufig wie Orthoklas auftritt, ändert sich bei den Gangporphyren des Aiguilles rouges-Massivs das Verhältniss der Feldspäthe von der Mitte gegen das Saalband hin gerade umgekehrt zu Gunsten des Plagioklases: die Varietäten der Gangmitte führen vorzugsweise Orthoklas, jene der Saalbänder vorzugsweise Orthoklas.

Durch das Auftreten von Kaliglimmer charakterisiren sich die Walliser Porphyre gegenüber dem Windgällenporphyr als Ganggesteine, welch letzterem hingegen Granophyr- und Fluidalstructur namentlich in seinen peripherischen Theilen eigenthümlich sind.

Die Verschiedenheit der beiden besprochenen Porphyre ist jedenfalls derart, dass wir kaum eine analoge Art der Entstehung beider annehmen dürfen.

Aus dem Centralmassiv des Mont Blanc, welches in enger Verbindung mit der Aiguilles rouges-Gruppe steht, werden ebenfalls von mehreren Punkten Porphyre erwähnt, so von Montanvert am linken Ufer des Glacier des Bois bei Chamonix.

Äusserst interessant ist der ganze Südostrand des Massivs von Vence, westlich von Sembrancher bis zum Col de Ferret[1]. Es schliesst sich hier ohne scharf ausgeprägte Grenzlinie an den Protogingranit eine Zone von porphyrischen Gesteinen an, die namentlich in ihrer Beziehung zu den N 20° O streichenden und 70° SO fallenden jurassischen Kalken des Thales

[1] Vgl. Gerlach, Lief. IX der Beitr. z. geol. Karte der Schweiz.

Digitized by Google

der Dranse de Ferret manche Übereinstimmung mit den Lagerungsverhältnissen zwischen Porphyr und Sedimenten an der Windgälle zeigen. Oberhalb Praz de Fort greift der Porphyr auf kurze Strecke knieförmig über die schwarzen jurassischen Schiefer hinweg, ferner beobachtet man stellenweise an der Grenze zwischen Porphyr und Kalk Conglomeratbänke, gebildet aus abgerundeten Porphyrgeröllen, welche durch Kalk cementirt sind.

Nur genaue geologische Aufnahmen mit Hülfe der neuen topographischen Karte 1 : 50 000 verbunden mit eingehenden petrographischen Untersuchungen, können die Natur dieser Differenzirungen von Protogin, Gneiss und Porphyr feststellen. Erst dann kann man versuchen Fragen nach der Genese dieser Gesteine zu beantworten.

Anhang. Unter den erratischen Blöcken, welche im Verbreitungsgebiet des alten Rhônegletschers im Kt. Aargau vorkommen, sollen sich nach F. Mühlberg [1] röthliche und graue Felsitporphyre finden, ähnlich denjenigen, wie sie „in der Umgegend der Pissevache“ [2] im Wallis auftreten. Stücke des grössten dieser Blöcke, welcher auf dem Hungerberge bei Aarau die Gedenktafel für „Vater Meier“ trägt, verdanke ich der Freundlichkeit von Hrn. Mühlberg. Man könnte geneigt sein das vorliegende Gestein mit dichten felsitischen Porphyren in Beziehung zu bringen, wie wir sie aus der Umgegend von Valorcine kennen gelernt haben [2]; es unterscheidet sich jedoch schon makroskopisch von denselben durch den Mangel an Einsprenglingen und durch seine fettig graulichgrüne Färbung. U. d. M. erweist sich das Gestein der Hauptsache nach als ein feinkörniges Gemenge von Quarz und Feldspath. Wenn auch einzelne grössere Quarz- oder Feldspathindividuen hervortreten, so lässt sich doch in keiner Weise eine porphyrische Structur, d. h. ein Gegensatz zwischen Grundmasse und Einsprenglingen erkennen. In grosser Menge treten grüne glimmerartige Zersetzungsproducte, auch Epidot

[1] F. Mühlberg, Die erratischen Bildungen im Aargau. (Festschrift der aargau. naturf. Gesellsch. 1869. p. 138.)

[2] An der Pissevache selbst und in unmittelbarer Nähe derselben finden sich nur Granite und Gneisse in verschiedener oft ganz feinkörniger Ausbildung.

Digitized by Google

auf, durch welche die grüne Farbe des Gesteins bedingt ist. — Alle diese Charaktere weisen darauf hin, dass das Gestein dieses erratischen Blockes zu jenen dichten Gliedern der Reihe krystallinischer (metamorphischer) Gesteine gehört, die ja gerade am Ostrande der Aiguilles rouges-Masse so häufig vorkommen. Die Herkunft desselben lässt sich allerdings nicht so genau bestimmen, wie wenn ein typischer Porphyr vorläge.

In der Kiesgrube auf der Suhrfeldterrasse[1] fand ich übrigens unter den Geröllen, in welchen die erratischen Blöcke von Arkesin und Arollagneiss stecken, mehrfach porphyrische Gesteine, welche mit den hier beschriebenen von Salanfe und aus dem Barthélemi-Tobel genau übereinstimmen.

III. Theil.

Porphyre in Graubünden.

Während in orographischer und geologischer Beziehung eine vollkommene Analogie der beiden Centralmassen des Finsteraarhorns und der Aiguilles rouges, in welchen die beiden bis jetzt besprochenen Porphyre auftreten, leicht zu erweisen war, bildet das Gebiet des Bernina, aus welchem ich noch ein Porphyrvorkommen kurz besprechen möchte, einen eigenartigen Typus in dem Kettengebirge der Centralalpen. — Massige Gesteine erheben sich hier in grossen selbstständig auftretenden Gebirgsmassen, aus einem Mantel älterer und jüngerer krystallinischer Gesteine sowie sedimentärer Ablagerungen der Trias- und Lias-Zeit empor. Die Frage nach der Entstehung dieser massigen Gesteine ist noch eine schwebende. Es steht blos so viel fest, dass die Granite des Julier und Bernina in ihren vielen Abarten ächt massig entwickelt sind, und dass noch kein absolutes Criterium anzugeben ist, welches sie petrographisch von eruptiven Graniten unterscheidet. Mögen nun auch diese Gesteine einst als eruptive Massen emporgedrungen sein, so sind sie doch erst lange nach ihrer Entstehung zugleich mit den geschichteten krystallinischen Gesteinen und sedimentären Formationen zu ihrer jetzigen Höhe als passive[2] Gebirgsmassen emporgehoben worden.

[1] Vgl. Mühlberg, Die heutigen und früheren Verhältnisse der Aare bei Aarau. (Programm der aargauischen Kantonsschule. 1885.)

[2] Suess, Entstehung der Alpen. p. 10.

Digitized by Google

Im Gebiete des Bernina nun finden sich Porphyre, welche als Abänderungen der granitischen Gesteine der Centralmassen zu betrachten sind; es gehören hierher z. B. die Tschierva-, Montpers- und Serlaporphyre von G. vom Rath[1].

Besonderes Interesse beanspruchen aber diejenigen Porphyre, welche wohl als selbstständige Massen von jüngerem Alter gang- oder stockförmig in den jüngern krystallinen Schiefern (Casannaschiefern) oder in Verrucano aufsetzen. Etwas oberhalb der Berninahäuser wird das Thal der Bernina von einer einseitigen spitzen Mulde durchquert, die aus Lias, Rhät. Hauptdolomit, unterer Trias und Verrucano besteht, wie neuerdings Diener[2] nachgewiesen hat, während Theobald[3] hier eine symmetrisch ausgebildete Mulde annimmt. Dieser Streifen mesozoischer Ablagerungen zieht sich, im Piz Alv culminirend, vom Westabhange des Piz d'ils Leis bis in die Val d'Arlus hinauf und bildet in seiner nördlichen Fortsetzung am rechten Abhang der Val del Fain den Pischakamm. Er wird von Casannaschiefern umgeben, die nach der mikroskopischen Untersuchung aus Quarzkörneraggregaten und grössern Partieen von Schüppchen eines hellgrünen glimmerartigen Minerals bestehen. in welchen vereinzelt Epidotkörner liegen. Gewöhnlich in der Nähe der mesozoischen Sedimente werden diese Schiefer von Porphyren durchbrochen, die oft unmittelbar an Verrucano oder triadische Rauchwacke anstossen. In dieser Weise finden sich Porphyrgänge, in ihrer Streichrichtung dem Streichen der Sedimente folgend, auf beiden Seiten des Heuthales, bei den Hütten von La Stretta über den Thalgrund setzend, ferner in der Val d'Arlus, am Piz della Stretta und im Plaun da Vacchas auf der Südseite der Fuorcla della Stretta. Theobald erwähnt, dass im centralen Theile der Gänge der Porphyr krystallinisch und granitartig wird, am Rande hingegen dicht ist. — Die beiden zu dieser vorläufigen Untersuchung benutzten Stücke habe ich letzten Herbst auf der rechten

---

[1] G. v. Rath, Geognostische Bemerkungen über das Berninagebirge in Graubünden. (Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. Bd. IX. p. 258.)

[2] Dr. C. Diener, Die Kalkfalte des Piz Alv in Graubünden. (Jahrbuch der geol. Reichsanstalt. 34. Bd. H. II. 1884. Dies. Jahrb. 1886. I. 65.)

[3] Theobald, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. 3. Lief. 1866. p. 188 ff.

Digitized by Google

Seite des Heuthales oberhalb der Hütten von La Stretta geschlagen.

Das Gestein vom mittlern Theil des Ganges ist äusserst hart und zähe. Es besteht aus einem im Ganzen gleichkörnigen Gemenge von carminrothen, ca. 3 mm. langen Feldspathleisten und weisslichen Quarzkörnern. Namentlich auf den Kluftflächen, aber auch unregelmässig durch das ganze Gestein sich verbreitend, treten grünliche Flecken eines chloritartigen Zersetzungsproductes auf. Einzelne Drusenräume sind mit rostigen Zersetzungsproducten und kleinen secundären Quarzkryställchen erfüllt.

Der Feldspath, dessen rothe Färbung durch feinvertheilte, äusserst kleine, carminrothe Körnchen von Eisenoxyd verursacht wird, zeigt fast durchweg Zwillingsstreifung. Der Quarz enthält in grosser Menge äusserst winzige, reihenweis angeordnete Einschlüsse, die wohl als Flüssigkeitseinschlüsse gedeutet werden müssen, da ihre Umrandung für Glas zu stark und für Gas zu schwach hervortritt und in grössern Einschlüssen vereinzelt bewegliche Libellen gesehen wurden.

Die vollkommen regellose, körnige Structur tritt u. d. M. deutlich hervor. Quarz und Feldspath zeigen selten regelmässige Begrenzung, sie greifen in der Regel mit ihren ausgezackten Rändern in einander ein; unvollkommen ausgebildete zerbrochene Feldspathleisten schliessen grössere Quarzkörner ein, oder es durchsetzt Feldspathsubstanz als schmaler gewundener Streifen einheitliche rissige Quarzkörner. Quarz und Feldspath stehen also in diesem Gestein in Beziehung auf ihre Association in einem Verhältniss, das mit pegmatitischer Verwachsung viel Ähnlichkeit hat und auf gleichzeitige Bildung dieser beiden Hauptgemengtheile hinweist.

Quarz und Feldspath zeigen morphologische Eigenschaften, die als Druckwirkungen zu deuten sind: die Zwillingslamellen des Plagioklases sind häufig verbogen, der Quarz zeigt undulöse Auslöschung, über das ganze Individuum hinlaufende Streifensysteme und in basischen Schnitten ein gestörtes Axenkreuz.

Zwischen den grössern Mineralkörnern finden sich häufig Partieen, welche aus mikropegmatitisch verwachsenem Quarz und Feldspath bestehen. Wo Einsprenglinge in solche Par-

Digitized by Google

tieen eingebettet sich finden, zeigen die winzigen mit einander verwachsenen Individuen derselben Neigung zu radialstengliger Anordnung.

Da ein basischer Gemengtheil jedenfalls nur in ganz untergeordneter Weise vorhanden war, worauf die im Dünnschliff vereinzelt auftretenden Häute von Chlorit und Eisenoxydhydrat hinweisen, und da eine Grundmasse fehlt, wenn wir nicht die zwischen den grossen Körnern liegenden Partieen von Mikropegmatit als eine solche betrachten wollen, so könnte dies Gestein wohl als ein plagioklasreicher Aplit bezeichnet werden, in welchem Quarz und Feldspath grösstentheils mikropegmatitisch verwachsen sind.

Am äussern Theil des Ganges erlangt nun das Gestein einen vollkommen porphyrischen Habitus. Die violett-rothbraune Grundmasse besitzt in deutlicher Ausbildung variolithische Structur, indem in grosser Zahl tief rothbraune Kügelchen deutlich hervortreten. Als Reste eines basischen Gemengtheiles erscheinen braune oder dunkelgrüne Substanzen, in feinen Fasern zwischen den variolitischen Körnern der Grundmasse sich verbreitend; seltener sammeln sich dieselben zu grössern schmutzig-grünen Putzen an.

Wenig zahlreich und auch nie bedeutende Grösse erreichend treten Quarzkörner und ganz vereinzelt Feldspathleisten als Einsprenglinge hervor. Nach der mikroskopischen Untersuchung ist der Feldspath theils Plagioklas, theils Orthoklas. Die Quarzeinsprenglinge sind meistens Dihexaëder, u. d. M. erscheinen sie rissig, zeigen Streifensysteme und Einbuchtungen von Grundmasse; sie führen in grosser Menge Flüssigkeitseinschlüsse.

Mit schwacher Vergrösserung erkennt man, dass die Grundmasse zum grössten Theil aus mehr oder weniger regelmässigen rundlichen Pseudosphärolithen besteht, die oft recht scharf durch einen Kranz opaker Körner begrenzt sind. Sie zeigen zwischen gekreuzten Nicols ein Interferenzkreuz in mehr oder minder grosser Schärfe und Vollkommenheit. Häufig liegt in ihrem Centrum ein Quarz- oder Feldspathkorn.

Schon in gewöhnlichem Licht lässt sich bei starker Vergrösserung die verschiedene Natur der diese Sphärolithe zu-

Digitized by Google

sammensetzenden radial verlaufenden Fasern erkennen. Klar durchsichtige Partieen lassen sich als Quarz, andere mehr getrübte als Feldspath deuten; auch Mikrofelsit scheint einen grossen Theil der Sphärolithe zu bilden.

Die Lücken zwischen den Pseudosphärolithen füllen eine mikrokrystalline Grundmasse und netzartig durch das ganze Gestein sich verbreitende Fasern grüner Substanzen aus, die nicht genau bestimmt werden konnten und beim Digeriren des Schliffes in Salzsäure auf dem Wasserbade nicht angegriffen werden. Sie zeigen Aggregatpolarisation und enthalten einige grössere dunklere Körner (Epidot oder Titanit).

Das Gestein ist ein schöner typischer Granophyr im Sinne von Rosenbusch[1].

Wir finden also hier vom Centrum einer Porphyrmasse nach ihren äussern Theilen hin einen Übergang krystallinisch körniger Gesteine (Aplit) zu dichtern (Granophyr), ein Verhältniss, wie es Harada[2] eingehend bei der Beschreibung der rothen Porphyre von Lugano verfolgt hat, wie wir es auch beim Windgällenporphyr gefunden haben.

Noch an verschiedenen Orten in Graubünden finden sich Porphyre, die als Gänge oder Stöcke in Verrucano- und Casannaschiefer aufsetzen.

Ich erwähne die von Theobald[3] aufgeführten, den Verrucano durchbrechenden Porphyre von Bellaluna, an der Albulastrasse, vom Sandhubel, oberhalb Wiesen, und vom Kummerhubel an der Mayenfelder Furka, sowie den Porphyr vom Piz Cornet, der in Verbindung mit einem schmalen Streifen von Verrucano, Casannaschiefer und Gneiss mitten in einer grossen Masse von Hauptdolomit erscheint.

In analogen Lagerungsverhältnissen treten ausserhalb der grossen granitischen Centralmassive namentlich im Unterengadin und Prätigau vereinzelte Granitstöcke auf, deren Gestein in den meisten Fällen Juliergranit sein soll.

Um die Beziehung dieser sporadisch auftretenden Porphyre und Granite zu einander zu erkennen, ist es vor Allem nothwendig ihr Alter genau zu bestimmen. Sind die

[1] Vgl. Rosenbusch, Steiger Schiefer. p. 344.

[2] Harada, Das Luganer Eruptiv-Gebiet. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. II.)

[3] Beiträge z. geol. Karte der Schweiz. II. 1863.

Digitized by Google

Porphyre, wie es den Anschein hat, jünger als die Granite, so können sie eine selbständige geologische Stellung beanspruchen.

Ein Vergleich des Windgällenporphyrs mit diesen in Verrucano oder ähnlichen Bildungen selbstständig auftretenden Porphyren würde dann also zu einer ganz andern Auffassung desselben führen, als wenn wir ihn nach Analogie der Porphyre des Aiguilles rouges-Massivs als Granitapophyse deuten wollten.

Digitized by Google

Ueber den Tysnesmeteorit und drei andere in Skandinavien niedergefallene Meteorsteine.

Von

Hans Reusch in Christiania.

Nach dem Manuscript des Verf. übertragen von **Otto M. Herrmann.**

Mit Tafel VIII—XIV.

I. Der Tysnesmeteorit.

(20. Mai 1884 Abends zwischen 8 und 9 Uhr.)

Der Fall. Das Gehöft „Midt-Vaage" liegt auf dem östlichen Theil der Tysnesinsel, 51 km. im SSO. von Bergen. Hier fiel am Abend des 20. Mai zwischen 8 und 9 Uhr ein Meteorstein, der 18,95 kg. wog. Ausser diesem wurden in unmittelbarer Nähe des Fallortes einige kleinere Meteoritbruchstücke aufgefunden. Von diesen sind wohl die meisten Splitter, die sich beim Fall von dem grossen Stein loslösten; einer von ihnen jedoch mindestens — nämlich der grösste mit einem Gewicht von 0,91 kg. — scheint in Folge seiner Gestalt einem anderen Stein zugehört zu haben. Das Ganze wiegt 21,7 kg.

Gleichzeitig mit dem Fall wurde weithin eine Feuerkugel beobachtet. Über diese liegen mehrere Berichte vor. Bezirksarzt Gjestland, der auf dem Gehöft Hovland wohnt, hat in der „Söndre Bergenhus Amtstidende" vom 14. Juni 1884 einen Bericht (abgedruckt in „Bergensposten" vom 17. Juni) gegeben. Der von ihm erhaltenen Beschreibung zufolge, die aus den südöstlich vom Fallort gelegenen Gegenden herrührt, schoss die Feuerkugel „mit Blitzesgeschwindigkeit von Südosten nach Nordwesten". Man hörte einen starken Krach,

Digitized by Google

wie ein von rollendem Dröhnen begleiteter Donner". Auch einen langen, weissen Rauch bemerkte man.

Ein Beobachter in Skorpen, 10 km. OSO. vom Fallort, sah das Meteor zuerst am Himmel über dem Kvinherredgebirge, also im ONO., und verfolgte es so mit den Augen, bis es über den Fjord sprang, also ungefähr in west-nordwestlicher Richtung von ihm.

Grubeningenieur T. B. Barratt, welcher bei Varaldsöen's Schwefelkiesgrube, 28 km. vom Orte des Falles, angestellt ist, schrieb am 23. Mai an die Zeitung „Bergenposten": „Dienstag, den 20. Abends ungefähr 9¼ Uhr[1] wurde ein langanhaltendes und lautes Getöse gehört und glaubten wir, es sei Donner. Einer der Arbeiter sagte aus, dass er einen schlangenförmigen Rauchstreifen von der nächsten Bergspitze über die Häuser habe herfahren und dann verschwinden sehen. Eine Frau berichtet, sie habe zwei Feuerkugeln in der Nähe der Grube bemerkt. Zwei Arbeiter, welche während des Vorfalles sich im nahen Walde befanden, wurden sehr erschreckt, indem sie eine glühende Kugel von der Grösse einer grossen Lampenglocke in der Richtung von Ost nach West gerade auf sich zukommen sahen. Sie kam auch so nahe, dass sie dieselbe mit einem Schuss aus einem Jagdgewehr hätten erreichen können. Indem die Kugel sich ihnen näherte, begann Feuer auszuströmen, was die Gestalt eines Reisigbesens — die dünne Stelle der Kugel zugekehrt — annahm. Die Kugel flog voran, wurde allmählich kleiner und verschwand endlich, einen schmalen Rauchstreifen hinterlassend. Ungefähr 1½ Minuten später hörte man einen fürchterlichen Knall."

Waldpflanzer H. Skadsem, der in Ulven, 29 km. NNW. vom Fallorte wohnt, hat auf die Bitte des Verfassers hin die Informationen gesammelt, welche bezüglich des Meteorits zu erlangen waren. Auf dem Exercirplatz Ulven sahen der Wachtposten und mehrere andere Personen Abends 8¾ bis 9 Uhr die Feuerkugel ungefähr in der Richtung von NW. nach SO. fahren. Der Laut wurde wie ein Kanonenschuss gehört, jedoch viel stärker und mit langem Dröhnen hinter-

[1] Ich möchte nach dem, was sonst festgestellt ist, annehmen, dass diese Stunde zu spät ist; die Uhren gehen, wie allgemein bekannt, auf dem Lande wenig korrekt.

Digitized by Google

her. Die Schildwache und ein Marketender, der draussen war, vermeinten hinterdrein einen Geruch nach Schwefel zu vernehmen. Diese Mittheilungen hat Herr Skadsem nicht von den Betreffenden selbst, sondern aus zweiter Hand erhalten. Die folgenden Aussagen stammen dagegen direct von den Augenzeugen. Ein Bursche sah die Feuerkugel vom Hofe Kuven (am unteren Ende von „Ulvenvand") und ein erwachsenes Mädchen sah sie von einer Stelle aus, die der Poststrasse näher gelegen ist. Sie wurden zuerst auf das starke Leuchten aufmerksam und sahen so das Meteor als einen cylindrischen, conisch zugespitzten Feuerkörper mit einem Lichtschweif scheinbar tief und etwas östlich von Kuven vorbeifahren. Die Lufterscheinung hinterliess einen Rauchstreifen in der Atmosphäre, der sich nachher in Folge der schwachen Luftströmung in Zickzacklinien legte und sich zertheilte. Die Richtung des Meteors schien von NW. nach SO. oder vielleicht etwas südlicher zu verlaufen. Zuletzt zerplatzte die Kugel — zerstob — scheinbar mitten über dem „Björnefjord" in der Richtung auf oder etwas östlicher als die Fundstelle in Tysnes. Bei dem Zerplatzen sah man kleine Strahlen von der ursprünglichen Bahnlinie divergiren. Der Bursche schätzte die Zeit von der Explosion bis zum Vernehmen des Knalles auf 2 Minuten. Dies dürfte doch sehr unsicher sein, da er nicht nach der Uhr sah.

Vor der Explosion hörte der Bursche ein Zischen wie von einer Kanonenkugel herrührend, nach derselben mehrfachen, auf jeden Fall 4—5maligen Knall, vielmal stärker als Kanonenschüsse. Die Zeit wurde auf etwa 9 Uhr angegeben. Das Mädchen vermeinte Schwefelgeruch zu verspüren, der Bursche nicht. Ole Skogen Os auf dem Gehöfte Haaland, N. von der Kirche zu Os sah die Feuerkugel fast oberhalb (etwas östlich) von seinem Gehöfte etwa in der Richtung von N.—S. passiren. Er behauptet hinsichtlich der Richtung ungefähr sicher zu sein, da er die Richtung des nachfolgenden Licht- und Rauchstreifens beobachtete. Er hörte nur einen gewaltigen Knall mit nachfolgendem Echo vom Gebirge her, bemerkte aber keinen Geruch.

In Fuse gewahrte man die Feuerkugel östlich von diesem Orte vorbeifahren. Der Berichterstatter erblickte sie zuerst

Digitized by Google

in nordöstlicher Richtung und gab an, sie gesehen zu haben bis die Kugel in südwestlicher Richtung vom Platze gewesen sei. Als sie etwas am Ostpunkte vorüber gekommen war, zersprang sie. Zwischen der Explosion und dem Knall lag mindestens 1 Minute.

In Vindenes (der Spitze des Fuselandes) wurde der Knall in O. so stark vernommen, dass man ein schwaches Beben des Hauses verspürte. So weit Herr Skadsem.

In Bergen sah man das Meteor und vernahm das Getöse. Ein Gerücht, dass im S. unweit der Stadt beim Gehöfte Landaas ein Meteorstein gefallen sei, bestätigte sich nur insoweit, als eine Frau bei der hier besprochenen Gelegenheit einen leuchtenden Gegenstand an der hier liegenden Hausmannswohnung Strimmelen will haben niederfallen sehen. Sie behauptet, der Gegenstand habe sich gegen das dahinterliegende Ulrikkengebirge abgezeichnet.

Auch in Vossevangen will man das Meteor gesehen haben; ebenso südlich im Kirchspiel Fjeldberg.

Vergleicht man die verschiedenen Mittheilungen über die Richtung, in der sich die Lufterscheinung bewegt hat, so können dieselben als einander widerstreitend erscheinen. In südöstlicher Richtung vom Niedergangsort will man dieselbe sich nordwestlich, in nordöstlicher Richtung, Varaldsöen, dagegen westlich haben bewegen sehen. Die Beobachter im Norden geben eine südliche Bewegung an; der westlichste von diesen (Kuven) bezeichnet die Richtung südöstlich, der nördlichste (Haaland) südlich, der östlichste endlich südwestlich. Diese Angaben können in Einklang gebracht werden, wenn man annimmt, dass sich die Feuerkugel ungefähr senkrecht zur Erdoberfläche bewegt habe. Die Beobachter haben sie zuerst hoch am Himmel erblickt oder, wie es ihnen geschienen hat, ungefähr über den Köpfen und haben sie so gegen den Niedergangsort hin sich bewegen sehen. Ein Himmelskörper braucht nicht sehr hoch zu stehen, damit es dem wenig aufmerksamen Beobachter so vorkommt, als ob er fast senkrecht über ihm stünde; dies ist z. B. bei dem Polarstern, der doch nur 60° über dem Horizont steht, der Fall. Nach der Beobachtung von Skorpen OSO. vom Fundorte, der zufolge das Meteor erst im ONO. gesehen wurde, ist die Bahn wohl

Digitized by Google

nicht ganz lothrecht zur Erde, sondern schräg, etwas nach Westen geneigt gewesen. Wenn von der Bewegungsrichtung des Meteors die Rede ist, darf man nicht vergessen, dass sich die Erde von W. nach O. dreht, so dass die Bahn in Wirklichkeit weniger geneigt gewesen ist, als dies zu sein scheint. Die Feuerkugel zersprang, während sie noch hoch oben in der Luft war, da zwischen dem Gewahren der Explosion und dem Vernehmen des Lautes eine gewisse Zeit verstrich. Die Bahn durch die Luft soll nach einem Beobachter (Kuven) von einem Zischen begleitet gewesen sein. Viele Beobachter nahmen, nachdem das Meteor selbst verschwunden war, einen „Rauch" wahr, der sich eine Zeit lang in der Bahn der Erscheinung hielt, dann aber nach und nach weggeweht wurde und verschwand. Drei Beobachter sagten aus, dass sie nachher einen Schwefelgeruch gemerkt hätten. Wahrscheinlich sind mehr Steine niedergefallen, als man aufgefunden hat. Vorstehend wurde erwähnt, was von Strimmelen berichtet worden ist, und dass der Beobachter von Kuven die Feuerkugel sich in mehrere kleine Theile zertheilen sah. Die Leute am Niederfallsorte wollen mehrere Stücke in den Fjord haben fallen sehen. Am Lygrefjord soll ein Stein gesehen worden sein, der auf einen Berg an der See aufgetroffen, darauf ins Wasser gefallen sei. Auf dem Gehöfte Vaage selbst habe ich mit zwei erwachsenen Personen, die Augenzeugen des Falles gewesen waren, gesprochen. Keine von diesen hatte eine Feuerkugel bemerkt, was, selbst wenn eine solche von ihrem Standpunkte aus zu sehen gewesen wäre, ziemlich wahrscheinlich ist, weil das Meteor sich ungefähr senkrecht auf sie zu sich bewegt hat. Man giebt ja selten darauf Acht, was gerade über unserem Kopfe zu sehen ist.

Eine Frau, die sich eine gute Schussweite von dem Punkt entfernt befand, wo später der Stein aufgefunden wurde, hörte einen starken Lärm und erschrak gewaltig; sie sah auf in die Luft und gewahrte eine schwärzliche Wolkenmasse, in der es 5—6 mal zu knallen schien; darauf fiel der Stein unter Sausen und mit starkem Gedröhn „schräg" nieder, indem vom Hügel, wo er auftraf, Rauch und Staub aufstieg. Die Frau ging zu der Stelle hinzu, sah ein Loch, bemerkte aber nichts, was niedergefallen wäre.

Digitized by Google

Ein Mann, der etwas weiter entfernt war und nach der Tagesarbeit sich seinem Hause näherte, hörte ein „Gedonner", gerade als er zu der Ecke eines Feldes, die er mir zeigte, gekommen war. Er setzte seinen Weg fort und sah, als er ganz dicht an sein Haus gelangt war, den Stein „wie einen geschossenen Vogel" niederfallen. Nach einer angestellten Probe sollte der Mann ungefähr 1 Minute 10 Sekunden gebraucht haben, um von der besagten Ecke nach seinem Hause zu gehen. Nach der langen Zeit, die zwischen Wahrnehmung von Laut und Fall verstrich, zu urtheilen, muss die Explosion des Meteors sehr hoch über der Erdoberfläche vor sich gegangen sein; wie hoch (vielleicht 20—30000 m.) ist schwer zu sagen; man müsste bei einer Berechnung die Geschwindigkeit berücksichtigen, welche die Feuerkugel vor der Explosion hatte, die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Schalles, den Widerstand der Luft (der Stein erreichte wohl nur eine gewisse Geschwindigkeit und behielt diese dann), endlich auch, dass die Bahn des Meteors wahrscheinlich in Folge von dessen unregelmässiger Form etwas krumm wurde.

Am Morgen nach dem Fall bemerkte ein Mädchen, das dicht an der Fallstelle wohnte, im Grase einen grossen schwarzen Stein liegen. Sie wälzte ihn zur Seite, achtete aber nicht genauer auf ihn. Bezirksarzt GJESTLAND, der ein paar Tage darauf erfuhr, dass „die Feuerkugel niedergefallen sein sollte", stellte Nachforschungen an, fand jedoch nichts. Erst später, als sich das Gerücht verbreitete, Herr GJESTLAND habe nach einem niedergegangenem Stein gesucht, wurde die Aufmerksamkeit auf den von dem Mädchen gefundenen Stein gelenkt. Der Stein hatte die Erdoberfläche an einer Stelle getroffen, wo das Gebirge, aus Thonschiefer bestehend, mit ein wenig (ca. 30 cm.) Erde bedeckt war. Der Stein war durch diese hindurchgedrungen, hatte von dem darunterliegenden Gestein Splitter abgeschlagen und war darauf 13 m. vom Loch nach N. weggesprungen.

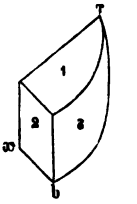
Jetzt erhielt Herr GJESTLAND auf sein Ersuchen den Stein in Verwahrung für die Hausmannsfrau, auf deren Grund er gefallen war, und Herr GJESTLAND schrieb den erwähnten Zeitungsartikel. Seiner gütigen Vermittelung ist es zu danken, dass der Stein für die Universität Christiania erhalten

Digitized by Google

wurde und nicht, wie es fast geschehen wäre, in die Hände eines Ausländers kam. Herr Gjestland hat auch Sorge getragen, dass die Umgebungen des Fallpunktes genau nach kleinen Bruchstücken durchsucht wurden und sind von letzteren 58 zusammengebracht worden.

Das Äussere des Meteorsteines. Die Form des Meteorits ähnelt im grossen Ganzen dem vierten Theil eines Cylinders, der so, wie beistehende Figur zeigt, zerschnitten ist.

Der Stein scheint, wie wir sehen werden, seine „Brustseite“ bei *b* und seine „Rückenseite“ bei *r* gehabt zu haben. Die Taf. VIII b zeigt uns die Fläche 1. Die Ecke *r* liegt hier rechts. Die Fläche ist mit einer Anzahl uhrglasförmiger Einsenkungen bedeckt, von denen eine zur rechten Hand der Zeichnung etwas tiefer als die übrigen ist. Fläche 2 ist unebener und zeigt überall kleine Vertiefungen. Auf der Fläche 3, Taf. VIII a, kann man zwei Partien unterscheiden, nämlich erstens diejenige, welche auf der rechten Seite nach oben zu liegt und der Rückenseite des Steines angehört; diese hat eine ebene und glatte Oberfläche mit nicht tiefen Aushöhlungen. Der übrige Theil der Fläche, welcher der Brustseite angehört, ist hingegen mit langgestreckten, rinnenförmigen Vertiefungen bedeckt, die schräg nach links unten gegen die Ecke *b* hin zeigen. Man muss annehmen, dass dies, sofern überhaupt diese Betrachtung mit Brust- und Rückenseite richtig ist, während der Bewegung vorangegangen ist, damals als der Meteorstein vom Weltenraum in die Atmosphäre eindrang. Dicht bei der Ecke finden sich einige ziemlich tiefe Eindrücke, als ob man mit dem Finger in einen weichen Teig gedrückt habe. Die Fläche, welche an der schematischen Figur der Unterfläche entspricht, war zum grössten Theil eine Bruchfläche. Die fünfte Seite des Steines gehört der Rückenseite an; ihre Umgrenzung ist ungefähr quadratisch. Diese Fläche ist verhältnissmässig eben, wie Fläche 1, nur mit nicht tiefen uhrglasförmigen Vertiefungen versehen.



Schematische Darstellung der Form des Tysnesmeteorits.

Der Stein ist mit einer schwarzen, schwach glänzenden oder fast matten Schmelzkruste bekleidet, deren Dicke nur

Digitized by Google

einen Bruchtheil eines Millimeters ausmacht, kaum an irgend einer Stelle 0,5 mm. dick. Die Schmelzhaut ist rauh, bisweilen in so hohem Grade, dass sie an eine von der Kälte zusammengezogene Haut erinnert. Mitunter sieht man um die uhrglasförmigen Eindrücke herum eine Andeutung zu einer strahlenförmigen Anordnung dieser Unebenheiten der Haut. Die hervorragenden kleinen Körner in der Schmelzrinde scheinen vorwiegend da vorzukommen, wo in derselben Eisenkörner eingesprengt liegen. Wenn man die Schmelzrinde reibt, so kommt nämlich Eisen in Gestalt kleiner Warzen zum Vorschein. Bei näherem Betrachten sieht man, dass die Schmelzhaut von einem unregelmässigen feinmaschigen Netz von ganz feinen Sprüngen durchsetzt ist, das wahrscheinlich während des Erkaltens entstanden ist. An mehreren Stellen sieht man aussen auf der Schmelzhaut helle Flecke einer weisslichen, pulverförmigen Substanz. Auf dem grossen Stein, der abgewaschen und abgebürstet worden ist, war dieses Pulver wahrscheinlich ursprünglich in ansehnlicherer Menge zugegen, als jetzt. Dies kann man an einem verhältnissmässig reichlich damit bedeckten Stücke sehen, das vom grossen Stein abgeschlagen wurde, und das man mit seiner Bruchfläche in den grossen Stein einpassen kann. Das Pulver, welches ziemlich lose in den Vertiefungen zwischen den kleinen Unebenheiten der Schmelzrinde sitzt, zeigt sich u. d. M. als aus doppelbrechenden Mineralsplittern zusammengesetzt, die sich nicht mit einem der Mineralien des Meteorits in Übereinstimmung bringen lassen, sondern welche Staub von dem Schiefer zu sein scheinen, auf welchen der Meteorstein aufschlug. Das Pulver ist wahrscheinlich an dem Gestein haften geblieben, bevor die Schmelzhaut erstarrt war.

Die Gesteinsart des Meteorits. Der Meteorstein ist nicht bröckelig, wie viele andere Meteorite, sondern ziemlich fest und hart. Die Hauptfarbe ist grau. Prof. Kjerulf hat die Ecke x (Fig. 1) vom Stein absägen lassen. Von dieser so entstandenen Schnittfläche ist oben Taf. IX ein Theil in natürlicher Grösse dargestellt. Das, was unseren Meteorit in besonderem Grade auszeichnet, ist die schöne breccienartige Structur desselben. In einer dunkelgrauen Grundmasse liegen scharfkantige Fragmente von lichterer Farbe ein-

Digitized by Google

gestreut, einige verhältnissmässig sehr hell, andere weniger. Bei näherem Studium sieht man, dass ein allmählicher Übergang besteht von den grösseren Bruchstücken zu den kleineren und immer kleineren, bis ganz winzigen von weniger als 1 mm. Breite. Dass ein solcher Übergang thatsächlich existirt, wird im Folgenden durch die mikroskopische Untersuchung bestätigt werden. Der Stein stellt sich als ein Chondrit mit breccienartiger Structur dar.

Die Schnittfläche liess sich nur unvollkommen poliren. Das Eisen im Stein wurde bald blank, ragte aber als ein zäher Bestandtheil bei der weiteren Behandlung über der Oberfläche hervor, so dass diese vom Putzpulver wenig beeinflusst wurde. Hält man die Schnittfläche in geeigneter Weise gegen das Licht, so dass das Eisen glänzt, so kann man sich von der Art, wie letzteres auftritt, eine gute Vorstellung machen. Das Eisen gehört hauptsächlich der Grundmasse an. Man erblickt einzelne rundliche Klümpchen von ungefähr ein paar mm. Grösse und ausserdem kleine, unregelmässig geformte Körner. Die meisten kleinen und einige der etwas grösseren Bruchstücke sind ziemlich eisenfrei. In den meisten der grossen Bruchstücke tritt das Eisen wie in der umgebenden Grundmasse auf, in einigen ist es spärlicher vorhanden. Ausser Eisen bemerkt man einige andere gelbliche Körner mit Metallglanz.

U. d. M. zeigt sich der Meteorit wesentlich aus Bronzit, Olivin und Eisen zusammengesetzt, wozu sich etwas Magnetkies gesellt. Andere Mineralien vermochte ich nicht mit Sicherheit zu erkennen. Es wäre möglich, dass sehr sparsam monokliner Augit vorkommt. Ein Versuch, aus Pulver vermittelst einer concentrirten Lösung von Jodkaliumjodquecksilberlösung möglicherweise vorhandene leichtere Mineralien auszuscheiden, ergab ein negatives Resultat. Der Bronzit ähnelt auf den ersten Blick dem Olivin, unterscheidet sich von diesem aber dadurch, dass seine Spaltbarkeit besser ist und dass er im Querschnitt sowohl pinakoidale wie prismatische Spaltbarkeit aufweist; letztere findet sich beim Olivin nicht.

Weiter besitzt derselbe eine gewisse faserige Structur; die Polarisationsfarben sind auffallend matter als die des Oli-

Digitized by Google

vins. Der Bronzit tritt durchgängig in langgestreckten säulenförmigen Individuen auf, der Olivin in kurzen.

Bei der Betrachtung der Structur des Steines wollen wir vorläufig von den grösseren Bruchstücken absehen, die übrigens, wie wir später sehen werden, nicht wesentlich von der übrigen Masse abweichen. Man sieht Eisen, das wie ein Kitt eine Menge durchsichtiger, scharfkantiger und abgerundeter kleiner Stücke zusammenfügt, in denen die beiden Mineralien, Olivin und Enstatit, auf mehrere verschiedene Weisen auftreten. Ausser als Kitt gewahrt man das Eisen auch in grösseren, unregelmässigen Partien. In einigen meiner, von Wehrlein angefertigten Dünnschliffe tritt das Eisen sehr schön dadurch hervor, dass daselbst über dem Eisen auf der einen Seite des Schliffes Kupfer ausgeschieden ist.

In den durchsichtigen Fragmenten kommt ein Theil der Eisenkörner eingesprengt vor, meist sehr spärlich auftretend. Die Bruchstücke bestehen wesentlich aus Enstatit und Olivin. Bald haben wir ein unregelmässig umgrenztes oder auch mehr oder weniger abgerundetes Korn vor uns, das nur aus einem einzigen Olivin- oder Enstatitindividuum besteht, bald wird ein Bruchstück aus mehreren Krystallen zusammengesetzt. Die erste Art von Bruchstücken, die „monosomatischen" sind durchgängig klein und es ist in der Regel nicht viel Bemerkenswerthes an ihnen. Hervorzuheben sind die kugelförmigen Olivinindividuen, die im Innern von „Wänden" und „Böden" aus bräunlichem Glas durchzogen sind. Ein solcher Olivin, der dadurch ein an die Zellenstructur der Pflanzen erinnerndes Aussehen erhält, ist in Taf. XII abgebildet. Die zusammengesetzten Bruchstücke weisen viele Variationen auf. Taf. X und der Theil der unteren Figur Taf. XI, der zur linken Hand liegt, kann eine Vorstellung über den Habitus der dunkleren Theile des Tysnesmeteorits, im Mikroskop gesehen, geben. Auf Taf. XI unten sind links zwei unregelmässig gestaltete Bruchstücke dargestellt, die aus bräunlichem Glas, erfüllt mit Olivinkrystallen, bestehen. Die obere Figur Taf. XI zeigt ein rundliches, wesentlich aus Olivin bestehendes Stück. Auch hier kommt etwas bräunliches Glas vor, das in der Figur mit einer hellen Schattirung bezeichnet ist; dasselbe tritt jedoch sehr zurück.

Digitized by Google

Die Olivinindividuen liegen zum grössten Theil, wie man bei gekreuzten Nicols sieht, mit ganz unregelmässigen Contouren ineinander greifend. Das Glas tritt wesentlich als Ausfüllungsmasse in den zwischen den Olivinindividuen gelassenen Zwischenräumen auf, daneben aber auch als isolirte Tropfen mitten im Olivin. (Ein derartiger kleiner Glaseinschluss, der ein Eisenkorn und eine Luftblase enthält, ist mit starker Vergrösserung auf Tafel XI links oben dargestellt.) Der abgebildete kugelförmige Körper ist mit Eisen umgeben, das gleichsam im Begriff steht, in dasselbe mit unregelmässigen Einbuchtungen einzudringen und kleine Körner vorausgeschickt hat. Rechts oben in der Figur sieht man eine kleine Kugel aus Glas und Olivin, deren Individuen auffallend abgerundet sind. Die lichten Partien in dem übrigen Theil des Bildes sind Olivin und Bronzit.

Eine der regelmässigsten Kugeln in meinen Dünnschliffen ist auf Taf. X dargestellt. Dieselbe besteht aus Bronzitkrystallen, die durch ein bräunliches Glas zusammengekittet werden. Ein einzelnes in derselben vorkommendes Olivinindividuum ist mit *o* bezeichnet. Auf dem unteren Theil derselben Zeichnung ist eine Halbkugel abgebildet, aus Bronzit und Olivin bestehend. Die länglichen Individuen des ersteren zeigen eine Andeutung einer radiären Ausstrahlung von einem Punkt des oberen Theiles der Kugel aus; der Olivin zeigt sich in kleinen, mehr rundlichen Individuen. Einige, ziemlich unregelmässig begrenzte, ebenfalls aus Olivin und Bronzit bestehende Partien sieht man ganz unten links in der Zeichnung. Das Übrige ist Eisen, erfüllt mit Brocken von Olivin und Bronzit.

Verschiedene andere Variationen als die hier abgebildeten könnten noch angeführt werden; dieselben würden aber doch nicht wesentlich verschieden ausfallen von diesen oder von den sonst, z. B. in Tschermak's Werk: „Die mikroskopische Beschaffenheit der Meteoriten" abgebildeten. Nicht selten sind dunkle, ein wenig durchsichtige Kugeln oder Kugelfragmente von Bronzit, die feinstrahlige Structur zeigen. Der Ausstrahlungspunkt liegt z. Th. an irgend einer Stelle innerhalb der Kugelperipherie; oft wird derselbe jedoch zu einem gedachten Punkt ausserhalb derselben, in welch' letzterem Falle die Strahlen dann wenig von einander divergiren.

Digitized by Google

Nicht selten scheint der Bronzit sehr eng mit dem Olivin verwachsen zu sein, da man den ersten zwischen gekreuzten Nicols von einer Menge ganz kleiner, lebhaft polarisirender Partien erfüllt sieht, deren zu geringe Ausdehnung jedoch eine nähere Untersuchung unmöglich macht. Das Verhältniss zwischen der Menge des Bronzits und des Olivins scheint stark zu variiren; doch habe ich nicht den letzteren bei deutlich radialstrahligen Kugeln überwiegend gesehen. Dass derartige mikroskopische Verwachsungen von Bronzit und Olivin vielleicht in nicht unbedeutender Menge auftreten, darauf wurde ich zuerst beim Studium eines Bruchstückes aufmerksam, an dem die verschiedenen Bestandtheile in Folge ihrer Grösse eine genauere Untersuchung zuliessen. Taf. IX Fig. b stellt einen Theil dieses Bruchstückes dar. Die dunkeln Streifen bestehen aus einer nur unvollständig durchsichtigen Substanz, die in jeglicher Stellung zwischen gekreuzten Nicols dunkel bleibt und mit ziemlicher Sicherheit als Glas angenommen werden darf. Aus Olivin bestehen die stabförmigen Körper, die sich ungefähr in der Mitte der Zwischenräume zwischen den Glasstreifen ausdehnen. Bisweilen sieht man in der Mitte derselben ganz feine Linien einer dunkeln, verunreinigenden Substanz. Die Olivinstäbchen sind optisch alle gleichartig orientirt, löschen gerade aus und polarisiren in lebhaften Farben. Der Rest der besprochenen Bruchstücke ist eine klare Substanz, die ungefähr ebenso stark wie der Olivin das Licht bricht, aber mit matten Farben aggregatpolarisirend ist; dies Mineral ist sicherlich eine Augitart, wahrscheinlich Bronzit. Bei der Untersuchung der Löslichkeit der Meteoritbestandtheile darf man nicht unterlassen, derartige Verwachsungen zu berücksichtigen. Oben wurde als Bestandtheil unseres Meteorits bräunliches Glas erwähnt. Dies verdient eine etwas nähere Besprechung. Man findet nämlich in den verschiedenen Bruchstücken des Meteorsteines Übergänge, welche den bei den tellurischen porphyrartigen feldspathreichen Gesteinen zwischen Glas, Mikrofelsit und Grundmasse von einem Feldspathaggregat beobachteten entsprechen. In einigen Fällen ist das Glas des Meteorits typisch homogen. Öfters zeigt dasselbe eine beginnende Krystallisation, indem dasselbe von verschiedenen Systemen von ganz feinen doppelbrechenden

Digitized by Google

Strichen durchbrochen wird. Von hier hat man Übergänge zu gröberen Krystallskeletten, die ohne Schwierigkeit sich als Olivin (und Bronzit) bestimmen lassen. Taf. IX a zeigt ein Bruchstück, das wesentlich aus Glas mit jener feinen Liniirung, dem Zeichen der beginnenden Krystallisation, besteht. Links hat man einen Theil eines porphyrisch ausgeschiedenen Olivinkrystalles, in den aus der Umgebung eine sackförmige Einbuchtung eindringt, genau wie man es so oft bei den irdischen porphyrartigen Gesteinen beobachtet. Dicht dabei erblickt man eine runde, mit einem Kreuz bezeichnete, ringsum eingeschlossene Glaspartie. Diese Partie, welcher während des Wachsthums des Olivinkrystalles die Verbindung mit dem übrigen Glas abgeschnitten wurde, gleicht in Farbe und Habitus dem letzteren, ist jedoch ganz homogen, ohne jedwede beginnende Krystallisation. Ein Stadium, in dem die Krystallisation des Glases weiter fortgeschritten ist, zeigt die Abbildung Taf. XIV unten von dem im Folgenden zu besprechenden Hesslemeteorit.

Wir wenden uns nun zu den bereits makroskopisch sichtbaren grösseren hellen Bruchstücken im Meteorit. Auch diese zeigen eine, sehr oft jedoch wenig deutliche, klastische Structur. Die rechte Hälfte der Abbildung Taf. XI unten zeigt einen Theil eines grösseren Bruchstückes. Nur selten sieht man solche regelmässige, scharf begrenzte Kugeln, wie die hier abgebildete radialstrahlige Bronzitkugel. Das Vorherrschende ist ein Aggregat von Olivin und Enstatit, die der Grösse nach ohne Regel wechseln; nur hier und da heben sich mehr oder weniger wohlbegrenzte Flecke hervor, in denen die Krystalle auffallend klein sein können oder wo man grössere Krystalle in einer feinkrystallinischen Grundmasse etc. hat. Es wäre möglich, dass, falls auch hier Eisen als Kitt zwischen den Fragmenten aufgetreten wäre, diese fast ebenso deutlich wie im übrigen Theil des Steines hervortreten würden. Das Eisen tritt hier allein in Klumpen auf, die sich nur ausnahmsweise an den Rand einer Kugel, wie der abgebildeten Bronzitkugel, legen.

Ausser den grösseren nach Centimeter messenden Bruchstücken finden sich in unserem Meteorit kleinere bis solche von nur ein paar Millimeter Ausdehnung; doch behalten diese

Digitized by Google

denselben Charakter wie die grossen. Ja mir scheint nach makro- und mikroskopischer Untersuchung, dass alle die kleinen Bruchstücke, sogar die kleinsten, nur Theile derselben Substanz, wie die in den grossen auftretende sind. Wie die ganze Structur hervorgegangen ist, soll in einem späteren mehr theoretischen Abschnitt behandelt werden.

Unser Meteorstein wird von Rissen durchsetzt, die beim Zerschlagen einen schwarzen, glänzenden und gestreiften Beschlag zeigen. Wenn eine solche Spalte in einem Dünnschliff der Quere nach durchschnitten wird, so zeigt sich dieselbe von einer schwarzen Substanz erfüllt. Wo dieselbe in verhältnissmässig breiten Partien auftritt, sieht man, dass sie aus Eisen besteht. Da wo eine Spalte ein rundliches Eisenkorn durchschneidet, fliesst dieses mit dem Eisen der Spalte zusammen. Auf dem oberen Theil der grossen Zeichnung, Taf. XIII, welche einen Dünnschliff von dem im Folgenden zu besprechenden Ställdalsmeteorit darstellt, sieht man eine solche Spalte xx. Eine andere vom Tysnesmeteorit ist Taf. XII dargestellt. Die letzte Figur führt uns auch ein anderes Faktum vor Augen, nämlich die längs der Spalten stattgefundenen Verschiebungen. Man hat hier eine aus einem einzigen Individuum bestehende Olivinkugel, die eine äussere Schale und einen Kern zeigt; letzterer ist, wie früher erwähnt, von braunem Glas in Form der Pflanzenzellenwände durchsetzt. Die Verschiebung ist wahrscheinlich von einer Formveränderung begleitet gewesen; die Zellenwände sind nämlich, wie man sieht, gebogen worden. Der Druck, welcher diese Biegung verursachte, hat auch seinen Einfluss auf das optische Verhalten des Olivins ausgeübt. Der Olivin löscht nämlich zwischen gekreuzten Nicols nicht über seine ganze Ausdehnung auf einmal aus; es wird von ihm gleichzeitig nicht mehr dunkel, als die Theile der gekrümmten „Olivinstäbe", welche mit einem Nicolhauptschnitt zusammenfallen. Bei einer Drehung des Schliffes wandert so ein schwarzer Schatten über den Olivin hin. Eine ähnliche Biegung hat nach meiner Ansicht bei dem Taf. IX c dargestellten Enstatitbruchstücke stattgefunden, das ähnliche Auslöschungsphänomene wie der beschriebene Olivin zeigt.

Digitized by Google

II. Die Hesslemeteorite.

(1. Januar 1869 ungefähr 12½ Uhr Nachmittags.)

Über die Hesslemeteorite hat Freiherr von Nordenskjöld eine sehr werthvolle Abhandlung geschrieben, der wir betreffs des Falls und der chemischen Zusammensetzung Folgendes entnehmen[1]. Hessle liegt ungefähr 30 km. von Upsala entfernt. Hier und in der Umgebung fiel zur oben angegebenen Zeit eine ganze Anzahl Steine, von denen der grösste ungefähr 2 kg. wog. Dieselben wurden auf einer ovalen Fläche gesammelt, mit 5 km. Breite und fast 16 km. Länge, von NW.—SO. Die Wurfrichtung muss nach Nordenskjöld von SO. nach NW. verlaufen sein, da die grössten Steine am weitesten nach NW. gefunden wurden. Ausser den Steinen fand man auch ein dunkles Pulver auf dem Schnee. Die Steine kamen mit geringer Geschwindigkeit und waren nach dem Fall etwas warm. In der Fallgegend, wo der Himmel meist bedeckt war, hat man kein Lichtphänomen beobachtet, dagegen vernahm man mehrere Minuten hindurch starken Knall, Gerassel und andere Laute. Ein Beobachter in einigem Abstand vom Fallplatze sah eine Feuerkugel mit blassblauem Schein sich von S. nach N. bewegen.

Nordenskjöld führt verschiedene Analysen sowohl vom Stein in seiner Gesammtheit, als auch von den auf verschiedene Weisen ausgesonderten Theilen an. Eine Analyse des Steines in seiner Gesammtheit gab G. Lindström:

Kieselsäure	36,83
Eisenoxydul	10,85
Magnesia	23,21
Manganoxydul	0,42
Kalk	1,80
Aluminiumoxyd	2,38
Chromoxyd	0,07
Natron	0,94
Eisen	20,08
Nickel	2,15
Kobalt	0,02
Phosphor	0,15
Schwefel	1,88
Zinn- und Kupferoxyd	0,02
Kohle	Spur
Chlor	0,04
	100,84.

[1] A. E. Nordenskjöld, Meteorstensfallet vid Hessle. Kongl. Svenske Vet. Ak. Handlingar. Bandet 8. No. 9. 1870.

Digitized by Google

Bei dieser Analyse ist besonders der Natrongehalt, der auch durch andere Analysen nachgewiesen ist, bemerkenswerth. Es ist mir nämlich nicht geglückt, bei der mikroskopischen Untersuchung meiner Präparate Plagioklas oder ein anderes natronhaltiges krystallinisches Mineral aufzufinden.

Die Steine sind mit einer schwarzen Haut überzogen, die an verschiedenen Stellen desselben Steines verschieden dick sein kann. Die Haut ist ziemlich matt oder nur schwach glänzend. An einem der im Mineralogischen Museum der Universität Christiania aufbewahrten Steine sieht man deutlich, dass die Haut auf einer Fläche mehr glänzt als auf den anderen.

Das Innere der Fläche ist licht grau, fast weisslich. Schon bei der Betrachtung eines Dünnschliffes mit der Lupe kann man sich überzeugen, dass dasselbe viel weniger Eisen als der Tysnesmeteorit enthält und dass die Bruchstücknatur bei weitem nicht so ausgeprägt ist. Letzteres hat, mindestens zum Theil, seinen Grund darin, dass das Eisen hier nicht als Kitt, sondern wesentlich in Form von Klumpen auftritt. Die Hesslemeteorite ähneln sehr den grossen, hellen Bruchstücken im Stein von Tysnes, eine Vermuthung, die durch die mikroskopische Untersuchung ihre Bestätigung findet.

Auch sie gehören zu der von Rose aufgestellten Familie „Chondrite". Man hat eine hauptsächlich aus unregelmässig begrenzten Körnern von Olivin und Bronzit bestehende Grundmasse. Diese Körner sind von sehr verschiedener Grösse, bis zu $\frac{1}{2}$ mm. Vielleicht ist auch eine amorphe Substanz zugegen. Dies kann jedoch nicht mit Sicherheit behauptet werden, da die Möglichkeit vorzuliegen scheint, dass die vorhandenen scheinbar isotropen Partien ganz und gar krystallinisch, aber im äussersten Grade feinkörnig seien. In der Grundmasse liegen grössere, kantige und abgerundete, z. Th. kugelförmige Bruchstücke, die sich von der Umgebung deutlich als etwas Besonderes abheben. Ausser diesen finden sich in der Grundmasse verschiedene Aggregate, die man als verschwommene, unregelmässig begrenzte Bruchstücke ansehen könnte. Der ganze Stein muss überhaupt als klastisches Gestein betrachtet werden, in dem sich eine Anzahl Bruchstücke durch ihre Grösse und Structur vom Übrigen herausheben.

Digitized by Google

Unten auf Taf. XIII und XIV finden sich Bruchstücke abgebildet. Auf der ersten Figur rechts hat man ein solches, in dem sich schön umgrenzte Bronzitkrystalle zeigen. In einigen von ihnen beobachtet man bei gekreuzten Nicols eine Streifung, die vielleicht von einer Zwillingsbildung herrührt. Die Krystalle liegen in einer grauen Grundmasse, die von kleinen, doppelbrechenden Körnern angefüllt ist. Diese sind in dem Grade winzig, dass man auf den ersten Blick geneigt sein kann, das Ganze für Glas zu halten. Mit *o* sind zwei Olivinkörner bezeichnet. Man hat nicht wenige Bruchstücke, welche dem abgebildeten ähnlich sind, nur mit dem Unterschiede, dass sie Olivin- anstatt Bronzitkrystalle enthalten. Die Unterscheidungsmerkmale zwischen Olivin und Bronzit sind hier die nämlichen, wie die beim Tysnesmeteorit angeführten. Da, wo die Grundmasse in diesen ausgeprägt porphyrischen Einschlüssen verhältnissmässig grobkrystallinischer ist, scheint dieselhe nach der Lebhaftigkeit der Polarisationsfarben zu schliessen, dasselbe Mineral zu enthalten wie das, welches die grösseren Einsprenglinge ausmacht.

Auf derselben Figur Taf. XIII hat man oben links ein nicht porphyrisches, sondern ganz und gar körniges Bronzitbruchstück. Der Bronzit umschliesst hier ausser deutlichen Eisenkörnern auch eine schwarze staubartige Verunreinigung, die in parallelen Bändern auftritt, welche in den meisten Fällen die prismatische Spaltbarkeit schneiden, in einigen doch mit ihr parallel gehen.

Linker Hand nach unten Taf. XIV ist ein Theil eines Fragments dargestellt, dessen grösste (horizontale) Ausdehnung ungefähr doppelt so gross, als die kleinste ist. Dieses Bruchstück ist aus theils dick-, theils sehr feinstengeligem Olivin zusammengesetzt. Wenn die mit *x* bezeichneten Körner ausgenommen werden, so gehören die übrigen, grossstengeligen Partien sämmtlich einem Olivinindividuum an, bei dem ein optischer Hauptschnitt mit der Längsrichtung der Stengel zusammenfällt. Der feinstengelige Olivin tritt als Bindemittel zwischen dem in grossem Maassstabe auskrystallisirten auf.

An der Seite dieses Bruchstücks ist ein anderes abgebildet, das aus einem Bronzitindividuum besteht. Gegen den Rand hin zeigt dasselbe eine hübsche Spaltbarkeit, während

Digitized by Google

dieselbe im mittleren, mit Eisenkörnern angefüllten Theil, vermisst wird.

Noch andere Bruchstücke könnten beschrieben werden; die hier wiedergegebenen können jedoch als Typen betrachtet werden, von denen die übrigen nicht in wesentlichem Grade abweichen.

III. Der Ställdalmeteorit.

(28. Juni 1870 11 Uhr 32 Min. Vormittags, mittlere Zeit des Ortes.)

Auch über den Meteorfall bei Ställdal verdanken wir Freiherr von Nordenskjöld[1] einen sehr schätzenswerthen Bericht. Es kam eine Feuerkugel (einige behaupten zwei oder mehrere dicht hintereinander gesehen zu haben), die sich in Glanz mit der Sonne messen konnte. Dieselbe wurde auf einer sehr grossen Strecke gesehen, nämlich innerhalb eines ziemlich runden Ovales, dessen grosse, ca. 450 km. lange Axe sich ostwestlich von den Inseln ausserhalb Stockholm nach Christiania erstreckt, dessen andere, ca. 300 km. lange Axe von N. nach S. verläuft. Das Meteor, dessen leuchtender Kern nach Nordenskjöld 150—400 m. im Durchmesser gehabt haben mag, bewegte sich unter einem Winkel von ca. 36° gegen den Horizont von N. 64° O. her. Es zerplatzte in einer Höhe von ungefähr 38 km. über Ställdalen, das nordöstlich von Filipstad, nicht weit von der Mitte des erwähnten Ovales, über dem die Lufterscheinung sichtbar war, gelegen ist. In unmittelbarer Nähe dieses Ortes wurde von den Beobachtern keine oder doch nur eine höchst unbedeutende Lichterscheinung wahrgenommen, dagegen wird von „Wolkenzapfen" berichtet, die schnell über das Himmelsgewölbe fuhren und von denen das heftige Geräusch, das in jener Gegend gehört wurde, zu kommen schien. Diese Verhältnisse entsprechen also den von dem Fallpunkt des Tysnesmeteorits berichteten. Es wurden 11 Steine aufgefunden, deren Einzelgewicht zwischen 0,0021 und 12,4 kg. schwankte und die zusammen 34 kg. wogen. Sie fielen ohne sehr grosse

[1] A. E. Nordenskjöld, Mineralogiske bidrag. 6. Tvenna märkeliga ildmeteorer, sedda i Sverige under åren 1876 und 1877, gedruckt in „Geologiska foreningen i Stockholm förhandlingar". 4. band. Stockholm 1878 u. 1879. p. 45.

Digitized by Google

Geschwindigkeit und waren nach dem Fall weder auffallend warm noch kalt. Aussen haben sie eine schwarze Schmelzrinde, die auf den verschiedenen Flächen mehr oder weniger dick ist, ja zum Theil sogar ganz fehlt. Die Steine bestehen, mit blossem Auge betrachtet, aus zwei ungleichen Substanzen, einer grauen und einer schwarzen, welch letztere sich bisweilen bandförmig durch die andere hindurchzieht. Beide sind von zahlreichen glänzenden Gleitflächen durchsetzt. Nach einer von G. Lindström[1] ausgeführten Analyse ist die chemische Zusammensetzung der weissen und grauen Substanz nicht wesentlich von einander verschieden:

I. Der graue Antheil (sp. G. 3,73)		II. Der schwarze (sp. G. 3,74)
Magnetkies	5,74	6,36 (in einer ander. Probe 4,51)
Nickeleisen	19,42	14,65
Lösliches Silicat . . .	33,46	
Unlösliches Silicat . . .	40,69	78,99
Chromeisen	0,59	

Der graue Bestandtheil zeigt sich unter dem Mikroskop als ein ganz gewöhnlicher Chondrit, dem von Hessle ziemlich ähnlich. Nur ausnahmsweise findet man runde wohlbegrenzte Kugeln. Der grösste Theil der Steinmasse besteht aus Kugelbruchstücken und Splittern, von denen man nicht sehen kann, ob sie Kugeln angehört haben oder nicht. Man findet die vorher beschriebenen Structuren wieder, so z. B. Olivinkrystalle, welche in einer isotropen Grundmasse ordnungslos umhergestreut sind, Bronzit, von verunreinigender Substanz durchzogen, monosomatische Olivinkugeln mit der vorher beschriebenen Zellenstructur, Olivinstäbe, die nach den Polarisationsverhältnissen alle einem Individuum angehören, parallel angeordnet in einer Grundmasse etc. Eingestreut sind unregelmässig gelappte Körner von Eisen und Magnetkies. Die Steine sind von Spalten durchsetzt, erfüllt mit einer schwarzen Substanz, die dort, wo die Spalten etwas breit sind, sich im auffallenden Lichte zum grössten Theil als Eisen kundgiebt. Die Wände dieser Spalten treten beim Zerbrechen des Steines als dunkle, gestreifte etwas glänzende Flächen hervor, voll-

[1] Oefversigt af Kongl. Vetenskaps Akadem. Förhandlingar 1877. No. 4. Stockholm. p. 35.

Digitized by Google

ständig den Gleitflächen unserer irdischen Gesteine gleichend. Ein anderes Zeugniss dafür, dass Druckkräfte auf die Masse wirkten, ist wohl das optische Verhalten, das bei einzelnen Olivinindividuen beobachtet wird. Diese löschen nicht mit einem Male aus, sondern beim Drehen des Präparates wandert ein dunkler Schatten über dieselben. Dies könnte wohl eine durch Druck erzeugte optische Anomalie sein.

Der obere Theil der grossen Zeichnung Taf. XIII zeigt in 27facher Vergrösserung ein Stück des helleren Theiles des Meteorits. Zwischen den unregelmässig contourirten Splittern von Olivin und Enstatit heben sich einzelne kugelförmige Partien hervor. Die grösste derselben *br* ist von Farbe grau und ziemlich undurchsichtig matt. Sie besteht aus divergirendem strahligen Bronzit, der nach der Mitte zu, wo er verhältnissmässig am durchsichtigsten ist, wahrscheinlich mit winzigen Olivinkörnern angefüllt ist. Der Bronzit zeigt sich nämlich hier zwischen gekreuzten Nicols mit einer Menge winziger Körner angefüllt, die mit starken Farben polarisiren. Links unten in der Zeichnung hat man eine z. Th. mit der Umgebung zusammenfliessende körnige Olivinkugel, die in der Mitte zwei grosse und nach dem Rande zu mehrere kleinere Eisenkörner enthält. Dicht daneben liegt eine ganz kleine, in der Zeichnung ungefähr erbsengrosse, monosomatische Olivinkugel. Zwischen *x* und *x* hat man eine der soeben besprochenen Spalten, die mit einer schwarzen Substanz — z. Th. Eisen — ausgefüllt ist.

Die schwärzliche Substanz im Ställdalmeteorit zeigt u. d. M. eine ganz eigenthümliche Structur, der zufolge dieselbe am besten als eine theilweis geschmolzene und nachher erstarrte Chondritsubstanz gedeutet werden muss. Dieselbe besteht nämlich aus einer bräunlichgrauen isotropen Masse, zweifellos Glas, die dicht mit abgerundeten, durchsichtigen Bruchstücken angefüllt ist. Der untere Theil der zuletzt erwähnten Zeichnung stellt diese Structur dar. Das Schwarze ist hier Eisen, das in Strängen, Klumpen oder auch kleinen Körnern das Glas erfüllt. Die oberste Figur Taf. XIV gibt in 92facher Vergrösserung aus einer andern Stelle des Präparats dasselbe Glas, mit Bruchstücken interponirt, wieder. Das Glas ist z. Th. ziemlich undurchsichtig. Derartiges Glas

Digitized by Google

ist in dieser Figur mit einer dunkleren Schattirung angegeben (in der vorigen, in kleinerem Maassstabe ausgeführten Zeichnung, liess sich eine solche Scheidung zwischen mehr oder weniger durchsichtigem Glase nicht durchführen). Das Eisen tritt hier in Klumpenform auf, nur ganz oben links sieht man einige dünne Stränge davon.

IV. Der Skimeteorit.

(27. December 1848 Abends.)

Das ursprüngliche Gewicht dieses Steines betrug 850 g. Nachdem verschiedene Stücke von demselben abgeschlagen und als Geschenke oder Tauschobjecte für andere Museen verwandt wurden, ist zur Zeit im mineralogischen Museum zu Christiania ein Stück von 630 g. Gewicht übrig. Die Grösse desselben ist etwas geringer, als die einer Faust. Der Stein besitzt eine ziemlich unregelmässige Form, ist mit uhrglasförmigen Vertiefungen versehen, die überall ganz geringe Tiefe besitzen, ausgenommen an einer Stelle, wahrscheinlich der Brustseite (siehe Taf. VIII d). Hier findet sich eine grössere Aushöhlung, die inwendig wieder mit kleineren Vertiefungen versehen ist. Der Stein ist auf dem grössten Theil seiner Oberfläche mit einer bräunlichschwarzen, nicht glänzenden, nur schimmernden Haut überkleidet, die wohl an keiner Stelle eine Dicke von ½ mm. erreicht. Die eigentliche Steinsubstanz ist hellgrau bis fast weiss, nicht fest, sondern zwischen den Fingern ziemlich zerbröckelnd. Bei näherem Betrachten entdeckt man in derselben eine ganze Anzahl winziger gelber und schwarzer, metallglänzender Punkte und ausserdem eine Menge kleiner Rostflecke.

1854 veröffentlichte Herr H. S. Ditten eine Analyse dieses Steines und theilt bei dieser Gelegenheit den Bericht des Finders, eines Bauern, über den Fall mit. Der Bauer hörte am 27. December Abends einen starken Knall und sah eine grelle Lichterscheinung, die auch von anderen Personen jener Gegend gesehen wurde. Zwei Tage darauf fand er auf dem Eise eines zugefrorenen kleinen Flusses den Stein, der augenscheinlich durch Schmelzen des Eises ungefähr 1½ cm. in dasselbe eingedrungen war. Südöstlich vom Lagerplatz des Steines

Digitized by Google

bemerkte man im Eise zwei Eindrücke. In den einen passte eine Ecke des Steines genau hinein, während der andere ganz unbedeutend war. Der Finder vermuthet, dass der Stein auf dem Eise mehrere Male fortsprang, bevor er liegen blieb[1].

Das spec. Gewicht des Steines beträgt 3,539. Die Zusammensetzung ist:

Ausgezogen mit Magnet.		Löslich in Salzsäure.		Unlöslich in HCl.	
Fe	84,20	SiO_2	37,80	SiO_2	57,10
Ni	14,42	MgO	31,68	MgO	19,46
FeS	0,49	CaO	3,08	CaO	1,47
Silicate u. zugleich Spuren von Co, Mg, Cu, Sn.		FeO	27,44	Al_2O_3	5,62
			100,00	Fe_2O_3	14,72
				Spur von Chromeisen und Zinnstein.	

Im Ganzen enthält der Meteorstein von Dalsplads:

Nickeleisen	8,22
Schwefeleisen	4,32
Magnesiaeisenoxydulsilicat, Olivin	49,00
Magnesia-, Eisen- und Aluminiumsilicat	38,20
Chromeisenstein und Zinnstein	0,26
	100,00

Der Skimeteorit gehört zu der von Tschermak unter dem Namen Amphoterite aufgestellten Gruppe, zu der bisher nur ein bekannter Stein, der von Mambhoom in Bengalen (22. December 1863), zählte. Die Amphoterite bestehen aus Olivin und Bronzit[2]. U. d. M. sieht man ein krystallinisches Aggregat (Taf. XII unten links), im Ganzen feinkörnig, doch in der Korngrösse etwas variirend. Die Körner bestehen — übereinstimmend mit der Analyse — aus Olivin und Pyroxen. Die Unterscheidung beider Mineralien ist oft nicht leicht, da beide wasserhell sind und sich von einander nicht wesentlich durch die Grösse der Lichtbrechung abheben, da weiter der Pyroxen rhombisch ist und seine prismatische Spaltbarkeit vor der pinakoidalen zurücktritt. Der rhombische Pyroxen wird an

[1] H. S. Ditten, Analyse eines Meteorsteins; gedruckt in „Das chemische Laboratorium der Universität Christiania und die darin ausgeführten chemischen Untersuchungen". Herausgegeb. von A. Strecker. Universitätsprogramm für das 2. Halbjahr 1854. Christiania 1854. p. 82.

[2] Tschermak, Die mikroskop. Beschaffenheit der Meteoriten. Lieferung I. Stuttgart 1883. p. 10.

Digitized by Google

seinen ausgeprägteren Spaltlinien und seinen matteren Polarisationsfarben erkannt; am sichersten bestimmt man ihn in Schnitten senkrecht zur Verticalaxe, in denen man die Spaltlinien nach der Säule und den Austritt einer Bisectrix beobachten kann. Die Mineralkörner sind unregelmässig begrenzt; eine Ausnahme machen einige einzelne eingesprengte Bronzitkörner, die grösser als die Individuen in der im Stein vorherrschenden Masse sind und theilweise die Begrenzung von Krystallflächen darbieten.

Doch auch diese Contouren sind nicht sehr regelmässig. Eingesprengt finden sich unregelmässig gelappte Körner von Eisenerz und Magnetkies. Bisweilen besteht ein einzelnes Erzkorn z. Th. aus dem einen, z. Th. aus dem anderen Mineral. Hier und da sieht man in der Bronzitolivinmischung etwas, das man auf den ersten Blick für offene Stellen halten möchte, gegen die der Olivin mit rundlichen, der Bronzit mit mehr oder weniger geradlinigen Contouren angrenzen. Bei näherer Untersuchung findet man jedoch, dass diese anscheinend offenen Stellen mit einer wasserhellen Substanz erfüllt sind, die das Licht weit schwächer als der Olivin und der Bronzit brechen. Zwischen gekreuzten Nicols zeigt sich diese Substanz mit dunkelgrauen Farben „aggregatpolarisirend". Hier und da sieht man eine Spur von Spaltungsrissen. Bisweilen ist die Substanz mit kleinen Körnern angefüllt, theils undurchsichtig schwarzen, theils durchsichtigen, stark lichtbrechenden. Letztere scheinen aus Bronzit oder Olivin, wie die Umgebung, zu bestehen. Die Figur rechts unten auf Taf. XII zeigt eine Partie dieser zwischen Bronzit eingeklemmten mit Körnern angefüllten Substanz.

Einige allgemeine Bemerkungen über Meteorsteine.

I. Der Tysnesmeteorit mit seiner ausgeprägten Structur fordert zu Betrachtungen über die Entstehung der Meteorite heraus. Derselbe ist, wie wir sahen, ein Bruchstückgestein. Betrachten wir die Substanz der Bruchstücke selbst und lassen fürs Erste ihre Form und die Art der Verkittung ausser Betracht, so wird die Aufmerksamkeit wohl vornehmlich durch die porphyrischen Bruchstücke in Anspruch

Digitized by Google

genommen. Diese, z. B. das in der untern Figur Taf. XI abgebildete, sind tellurischen porphyrischen Gesteinen so ähnlich, dass man schwerlich etwas anderes, als eine übereinstimmende Bildungsweise annehmen kann. Die allermeisten irdischen porphyrischen Gesteine sind jedoch saurer als die, welche wir bei den Meteoriten beobachtet haben. Am nächsten steht wohl die Zusammensetzung des durch Rosenbusch's Studien an Gesteinen des Kaiserstuhls uns bekannt gewordenen Limburgits. Der Limburgit ist ein feldspathfreies Gestein, das in einer Basis Krystalle von Olivin und Augit mit Magneteisen enthält.

Noch näher als die in der Natur vorkommenden Gesteine stehen den unter den Meteoriten herrschenden porphyrischen Gesteinsarten doch wohl mehrere Schlacken. Von den dem Verfasser bekannten Schlacken kann in Sonderheit eine vom Kupferwerk Visnes erwähnt werden, die sehr basisch ist. Dieselbe besteht aus schönen Olivinkrystallen und einer bräunlichen Grundmasse, in der die zwischen gekreuzten Nicols sich zeigenden spurenhaften Polarisationsfarben einen Anfang zur Krystallisation bekunden.

Von porphyrischen Bruchstücken mit reichlicher Grundmasse finden sich verschiedene Zwischenstufen zu solchen, die wesentlich aus Krystallen bestehen, wie z. B. die auf Taf. X wiedergegebene Bronzitkugel. Von diesen giebt es nun wieder Übergänge zu anderen, in denen keine Spur von Grundmasse zu gewahren ist. Man kann sich hier wohl keine andere Bildungsweise als Erstarren aus einer schmelzenden Masse vorstellen. Fouqué und Michel-Lévy haben bekanntlich auch durch Schmelzversuche mehrere meteoritische Substanzen dargestellt. (Compt. Rend. 93. p. 674.)

Auch bezüglich der Bruchstücke mit Strahlenstructur liegt es nahe eine ähnliche Entstehungsweise anzunehmen; man besitzt ja ganz ähnliche Bildungen in vielen radialstrahligen Ausscheidungen in Eruptivgesteinen, Schlacken und künstlichen Gläsern.

Die oben besprochenen regelmässigen Verwachsungen von Bronzit und Olivin können gut durch Erstarren einer geschmolzenen Masse hervorgegangen sein; man hat an irdischen Gesteinen etwas Ähnliches in der wohlbekannten,

Digitized by Google

als Schriftgranit bezeichneten Verwachsung von Quarz und Feldspath.

II. Der Tysnesmeteorit ist gleich vielen anderen Meteoriten ein Bruchstückgestein. Gleichwie man beim Studium eines Granitconglomerates die zwei Fragen: Wie ist der Granit gebildet? und: Wie sind die zusammengekitteten Gerölle von Granit hervorgegangen? auseinanderhalten muss, so muss man auch betreffs unseres Meteorits zwischen der Bildung der ursprünglichen Substanz und der der Bruchstückstructur unterscheiden. Wir wenden uns nun zu letzterer. Wie voraus erwähnt und auf Taf. IX skizzirt, zeigt ein Schnitt durch den Tysnesmeteorit verhältnissmässig grosse, helle Bruchstücke, die in einer dunkleren Masse liegen. Sieht man genauer zu, so zeigt sich auch diese relativ dunklere Masse von hellen kleinen Flecken erfüllt, von denen viele eine rundliche Umgrenzung aufweisen; man kann das Ganze nach der Gust. Rose'schen Bezeichnungsweise mit „chondritisch" wiedergeben. Schon mit blossen Augen zeigt sich nun bei sorgfältiger Betrachtung, dass zwischen den grösseren Bruchstücken und den kleinen Chondren ein gradweiser Übergang besteht. Dies wird durch die mikroskopische Untersuchung bestätigt. Die typischen Chondren sind nur kleine abgerundete Bruchstücke. Man kann, wie auch andere Autoren hervorheben, sich in vielen Fällen davon überzeugen, dass die Form der Kugeln von äusserer Einwirkung herrührt und nicht durch deren innere Structur bedingt ist. Mit den runden Bruchstücken zusammen liegen ganz ähnliche, jedoch nicht so vollkommen abgerundete oder kantige; und man kann einen gradweisen Übergang von ganz kleinen Bruchstücken mit 1 mm. oder geringerem Querschnitt zu den grossen mit mehreren Centimetern verfolgen. Die Chondritstructur im dunkleren Theil des Tysnesmeteorits ist also eine Bruchstückstructur; die Substanz in den kleinen Bruchstücken ist wesentlich dieselbe wie in den grossen. Untersucht man die grösseren Fragmente mikroskopisch, so findet man, dass diese ebenfalls Chondrite sind. Sie bestehen gleichfalls aus Bruchstückfelsart, wenn auch aus einer mit wenig ausgeprägter Structur; u. d. M. sieht man, wie früher berührt, nur ausnahmsweise wohlbegrenzte Bruchstücke, wie z. B. die auf Taf. XI unten

Digitized by Google

rechts abgebildete Bronzitkugel; sonst sieht man nur mehr oder weniger hinfliessende Flecke verschiedener Art. Die Ursache davon, dass hier die Structur so verwischt ist, muss man etwa darin suchen, dass hier nach der ursprünglichen Bildung eine theilweise Krystallisation stattgefunden hat, oder dieselbe ist einfach die, dass das Eisen nicht wie in der secundären Bruchstückfelsart das Bindemittel rings um die Körner bildet. Der Tysnesmeteorit ist demnach ein Bruchstückgestein eines anderen Bruchstückgesteins; er gleicht in diesem Stück solchen Conglomeraten, die durch Zerstörung eines älteren Conglomerates hervorgegangen sind[1].

Näher zu erklären, wie die Abrundung der kleinen Kugeln in den Chondriten zu Stande gekommen ist, muss dahin gestellt bleiben. Der Verfasser ist nicht davon überzeugt, dass dieselbe lediglich mechanischem Abschleifen ihren Ursprung verdankt.

Wir sehen, dass das Eisen von mehreren Bruchstücken des Tysnesmeteorits gleichsam „gefressen" hat. Die Bruchstücke grenzen nur ausnahmsweise (eine Anzahl dunkler, strahlenförmiger Bronzitkugeln) an das Eisen mit regelmässigen scharfgezeichneten Contouren. Die Umgrenzung ist gewöhnlich uneben, wenn auch nur in wenigen Fällen so gezahnt wie auf Taf. XI, wo das Eisen sogar in kleinen Tropfen in den äusseren Theil des rundlichen Bruchstückes eingedrungen zu sein scheint. Es ist wohl denkbar, dass kantige Bruchstücke dadurch abgerundet werden konnten, dass das Eisen auf die eine oder andere Weise auf dieselben einwirkte. Die Bronzitkugeln mit Strahlenstructur sind wohl von allem Anfang an Theile grösserer Kugeln gewesen. Sie haben ursprünglich den kegelförmigen Fragmenten geglichen, die beim Zerschlagen eines radialstrahligen Eisenkiesknollens entstehen; die Oberfläche des Knollens bildet die Basis des Kegels und die Kegelspitze kehrt nach der Mitte zu. Solche kegelförmige Bruchstücke sind abgerundet worden, bis sie in einigen

[1] Im Conglomerat der Suleninseln kommen, um ein Beispiel aus Norwegen anzuführen, Gerölle von Conglomerat vor (Nyt Magazin for Naturvidenskaberne Bd. XXVI. p. 159). Tschermak bildet in dem oben citirten Werk: „Die mikrosk. Beschaffenh. d. Meteoriten" ein Chondrum ab, das in ein anderes Chondrum eingeschlossen ist.

Digitized by Google

Fällen kugelförmig wurden. Auf diese Weise lässt sich erklären, dass man bei den Durchschnitten der Dünnschliffe so oft den Ausstrahlungspunkt ausserhalb des Umkreises liegen sieht.

Was nun speciell die in der dunkeln Masse des Tysnesmeteorits vorkommenden mehr typischen Kugeln betrifft, die besonders auffallen, so muss man am ehesten annehmen, dass sie aus dem älteren Stein herausgelöst sind, in dem sie fertig vorkamen. Sie verhalten sich wie die aus einem Conglomerat herausgelösten und zu neuen Geröllen gewordenen Rollsteine.

Auch der Ställdalsmeteorit ist ein Chondrit; derselbe zeigt uns jedoch keine erneute Desaggregation, wie der andere Stein. Hier hat aber eine Schmelzung stattgefunden. Wir sehen Glasadern, die wie der Stein zusammengesetzt und und mit abgerundeten Bruchstücken des letzteren angefüllt sind. Mit dem Ställdalsmeteorit sind die von Tschermak beschriebenen Meteorsteine von Orvinio und Chantonnay verwandt, von denen man jedoch, so weit bekannt, nicht so durchsichtige Präparate hat herstellen können, welche die Natur des Glases zu studiren gestatteten. Wahrscheinlich nahestehend ist auch der Tadjerameteorit, der schwarz gefärbt ist, mit einigen eingeschlossenen graulichen Partien. Stanislaus Meunier hat durch ½ stündiges Erhitzen eines gewöhnlichen grauen Meteorsteins (sein „Lucéit" und "Aumalit") zur Rothglühhitze einen dem Tadjerastein ähnlichen Meteoriten erhalten[1].

In Verbindung hiermit muss auch das Eisen von Deessa in Chile Erwähnung finden; dasselbe umschliesst Bruchstücke eines steinartigen Meteorits, der dem von Tadjera ähnlich ist. Das Eisen ist nickelhaltig, zeigt jedoch beim Ätzen nicht die bekannten Widmannstädten'schen Figuren; dagegen hat es die Eigenschaft, welche gewöhnliches Meteoreisen (z. B. das von Caille) erhält, wenn es einer Schmelzung unterworfen gewesen ist[2]. Das Eisen von St. Catharina in Brasilien schliesst sich ebenfalls diesen Meteoriten an, die Zeugen einer ehemaligen starken Erhitzung an sich tragen. Das durchgreifende Erhitzen, von dem in diesen Fällen die Rede ist,

[1] St. Meunier, Météorites. p. 367.

[2] l. c. p. 352.

Digitized by Google

ist wesentlich verschieden von dem augenblicklichen und meist nur auf die äusserste Haut beschränkten Erglühen, dem die Meteorite beim Eindringen in die Erdatmosphäre ausgesetzt werden. Das Eisen von St. Catharina ist breccienartig; es besteht aus Eisenstücken, die von nickelhaltigem Magnetkies zusammengekittet werden. Das Eisen zeigt beim Ätzen nur undeutliche Figuren, wie gewöhnliches Meteoreisen, das erhitzt wurde. Stan. Meunier und Levallois haben dasselbe künstlich nachgemacht, indem sie Eisenstücke in einem Schwefelwasserstoffstrom zur Rothglühhitze erwärmten[1].

Die Resultate, welche man also mit einiger Berechtigung für wahrscheinlich halten darf, sind nach dem hier Ausgeführten folgende: a) Die steinartige Substanz der Meteorite ist ursprünglich durch Abkühlung von geschmolzenen Massen entstanden. b) Die Chondrite sind Bruchstückgesteine. c) Bisweilen gewahrt man Zeugen einer wiederholten Desaggregation. d) Einige Meteorite zeigen, dass sie einer starken Erhitzung (und chemischen Prozessen) nach ihrer ursprünglichen Bildung ausgesetzt waren.

III. Nachdem wir bisher das besprochen haben, was gewissermassen direct durch Betrachtung der Meteorite gelernt werden kann, kommen wir bei weiterer Verfolgung ihres Ursprunges zu ihrer Stellung als kosmische Körper. Mir ist es höchst wahrscheinlich, dass die bekannte Anschauung, der zufolge „Kometen, Sternschnuppen und Meteorite zu derselben Gruppe von Himmelskörpern gehören", richtig ist. Die dafür sprechenden Gründe sind schon oft, namentlich von Schiaparelli[2], erörtert worden.

Die Bahnen dieser Körper sind langgestreckte Kegelschnitte; dies bringt mit sich, dass sie aus freien, dunkeln Gegenden des Raumes verhältnissmässig nahe an die Sonne herankommen, um sich wieder davon zu entfernen. Die, welche sich der Sonne am meisten nähern, sind auf ihrem schnellen Lauf in deren Nähe einer ausserordentlichen Erhitzung ausgesetzt, die von einer nach unserem Maassstabe ausserordentlichen Abkühlung gefolgt wird, wenn sie sich wieder ent-

[1] St. Meunier, Météorites. p. 364.

[2] Schiaparelli, Entwurf einer astronom. Theorie der Sternschnuppen. Stettin 1871.

Digitized by Google

fernen. Der eingreifende Einfluss der Sonnennähe zeigt sich bei den Kometen bekanntlich in einem von denselben ausgehenden, von der Sonne abgewandten Schweife, dessen Bildungsweise und Natur noch ziemlich räthselhaft sind.

Daneben beobachtet man im Kopfe des Kometen Veränderungen, die von SCHIAPARELLI als der Anfang zur Auflösung des Kometen zu Sternschnuppenschwärmen gedeutet werden. Die Kometen von grösserer Lichtstärke zeigen ausser einem sehr schwachen zusammenhängenden Spectrum helle Linien. Bei den zwei Kometen 1882 I und II, die eine ungewöhnlich kleine Periheldistanz besassen, sah man zu der Zeit, da sie der Sonne am nächsten waren, eine sehr starke Natriumlinie. Die Erhitzung war also bis zur Verdampfung geschritten.

Die Sternschnuppen kommen mit einer gewissen Regelmässigkeit gegen die Erde, indem sie sich zu verschiedenen Systemen ordnen lassen. Alle die kleinen, ein und demselben System angehörenden Körper, bewegen sich annäherungsweise in derselben Bahn. Wenn die Erde auf ihrer jährlichen Wanderung um die Sonne zu einer solchen Stelle gelangt, an der eine derartige Bahn die Erdbahn durchschneidet, wird unser Planet in dem Zeitraum (vielleicht mehrere Tage), der für die Erde zur Passirung des betr. Sternschnuppensystemes erforderlich ist, mit Sternschnuppen überstreut. Einem Beobachter auf der Erde scheinen in Folge der Perspective alle zu einem System gehörenden Sternschnuppen von einem bestimmten Ort am Himmel, dem Radiationspunkte des betr. Systems, zu divergiren. Von Sternschnuppensystemen sind wohl 200—300 bekannt. Für mehrere ist eine Periodicität nachgewiesen, so für dasjenige, welches nach seinem Radiationspunkte die Leoniden genannt wird, eine Periode von $33\frac{1}{4}$ Jahr. Am 12. Nov. 1799, den 13. Nov. 1833 und den 13. Nov. 1866 fiel eine ausserordentliche Menge diesem System angehörender Sternschnuppen, während in den dazwischenliegenden Jahren verhältnissmässig ganz wenig fielen. Der Komet 1866 I läuft in der nämlichen Bahn wie die Leoniden.

Zwischen den Sternschnuppen und den grossen Kugeln, die mit Donnergekrach zerplatzen und die Meteorsteine aussenden, giebt es viele Zwischenformen. Die Bahnen der Me-

Digitized by Google

teorite lassen sich jedoch nur schwer, wie die der Sternschnuppen studiren. Ein Meteoritfall trifft ja verhältnissmässig selten ein, ausserdem unerwartet, von schreckeinflössenden Phänomenen begleitet und nur selten von anderen als Unkundigen beobachtet. Betreffs der Meteorite kann man also nicht, wenigstens nicht in nächster Zukunft, erwarten, Beobachtungen zu sammeln, welche die Radiationspunkte und andere genauere Bestimmungen ihrer Bahn nachweisen liessen. Fast das Einzige, woran man sich halten kann, sind die für eine Anzahl Meteorite aufgezeichneten Fallzeiten. Verfasser hat eine Untersuchung dieser unternommen und ist zu dem Resultat gelangt, dass die Meteorsteine sich wahrscheinlich — wenigstens theilweise — ebenso wie die Sternschnuppen auf gewisse Systeme zurückführen lassen können, und dass für einige mit einiger Wahrscheinlichkeit Umlaufszeiten nachgewiesen werden können, die auf eine Übereinstimmung mit einer gewissen Kometengruppe deuten.

Im Folgenden ist eine nach den Daten geordnete Liste der Meteorfälle, deren Fallzeit bekannt ist, mitgetheilt. Bei der Ausarbeitung derselben wurde hauptsächlich benutzt: Kesselmeyer, Über den Ursprung der Meteorsteine; Buchner, Versuche eines Quellenverzeichnisses zur Literatur der Meteoriten, beide Abhandlungen aus den „Abhandl. der Senckenberg. naturforsch. Ges." Bd. III; ferner das früher citirte Werk Stanislaus Meunier's: Météorites. Paris 1884. — Die Liste hat wohl ihre Unvollkommenheiten, die wesentlich im Weglassen von Daten bestehen, die zweifelhaft erschienen, welche sich jedoch vielleicht durch Studium der Originalmittheilungen feststellen liessen. Eine auf kritische Studien gegründete Revision würde jedoch eine langwierige Arbeit an einer der grössten Bibliotheken erfordern, wozu der Verfasser keine Gelegenheit hat; doch darf man wohl annehmen, dass die vorhandenen Mängel keinen wesentlichen Einfluss auf die abzuleitenden Resultate haben können.

Die sicher bekannten Fallzeiten sind überhaupt wenige; nur ganz vereinzelte wurden vor der letzten Hälfte des vorigen Jahrhunderts aufgezeichnet. In den letzten 50 Jahren, von 1834 bis 1883, aus denen die besten Nachrichten vorliegen, hat man durchschnittlich nicht mehr als vier Meteoriten-

Digitized by Google

Fallzeiten auf das Jahr; für fünf dieser Jahre ist nicht mehr als ein sicheres Datum bekannt.

Dieser Abhandlung ist der Übersicht halber eine Tafel mit einer Rubrik für jeden Monat der letzten hundert Jahre beigefügt. Die Datums der Meteorfälle sind hier mit Zahlen bezeichnet. Ein Theil derselben, die mir speziell bemerkenswerth waren, sind grösser als die übrigen gedruckt.

Man kann sich die Bahn der Erde um die Sonne in 365 Theile getheilt denken, so dass je einer dieser Theile in einem Tage des Jahres durchlaufen wird. Hierbei muss natürlich daran erinnert werden, dass ein bestimmtes Kalenderdatum nur ungefähr die Stelle angiebt, an der sich die Sonne auf ihrer Bahn befindet. Jedes vierte Jahr muss ja ein 29. Februar eingeschoben werden, jeder Tag nimmt in den verschiedenen Ländern seinen Anfang zu verschiedenen Zeiten. Dass zu einer bestimmten Zeit ein Meteorfall stattfindet, besagt also, dass der Theil der Erdbahn, der ungefähr durch das betreffende Datum bezeichnet wird, von der Bahn des Meteors durchschnitten wird und dass sich Erde und Meteorstein zu derselben Zeit im Kreuzungspunkt einfinden. Nun geschieht es oft, dass die Erde in dem einen Jahre an einem bestimmten Datum von Meteorsteinen getroffen wird und ebenso am selbigen Datum des folgenden Jahres. Wenn man die äusserst geringe Anzahl der bekannten Meteoritenfälle in jedem Jahre berücksichtigt, muss dies am nächsten dadurch erklärt werden, dass die Erde auf dem Theil ihrer Bahn, der an dem betr. Datum durchlaufen wird, durch einen Meteoritstrom geht, der mindestens ein Jahr gebraucht, um die Erdbahn zu passiren. Im Jahre 1841 z. B. fanden vier Meteorfälle statt; von diesen trat einer am 12. Juni und einer am 17. Juli ein. Vom vorausgehenden Jahr sind vier Falltage bekannt. Von den 366 Tagen dieses Jahres sind gerade auch der 12. Juni und 17. Juli Falltage, der dritte Fall geschah im April, der vierte im Mai. Von den 36524 Tagen der zuletzt verstrichenen hundert Jahre sind 260 Falltage; zwölf derselben sind von gleichem Datum in zwei neben einanderliegenden Jahren. Drei Mal ist es in dieser Zeit vorgekommen, dass an demselben Tag Meteorsteine an verschiedenen Orten der Erde fielen.

Digitized by Google

Einige Theile des Jahres sind während langer Zeiträume ohne Fall von Meteoriten. In den 10 Tagen des Januars, vom 5.—14., ist weder in diesem noch in dem vorigen Jahrhundert ein Meteorfall annoncirt worden.

Schreiben wir die Jahre auf, in denen in diesem Jahrhundert im April Meteorite gefallen sind, so finden wir:

1800 . .	2 Fälle	1808 . .	1 Fall
1803 . .	1 „	1810 . .	1 „
1804 . .	1 „	1812 . .	2 „

Nachdem so Schlag auf Schlag der Meteorfall stattfand, vergehen 19 Jahre, aus denen keiner bekannt war. Darauf beginnen die Meteorite wieder zu fallen:

1833 . .	1 Fall	1851 . .	1 Fall
1838 . .	1 „	1854 . .	1 „
1842 . .	1 „	1857 . .	2 „
1844 . .	2 „	1858 . .	1 „

Aus den 26 darauffolgenden Jahren kennt man aus diesem Monat keinen Fall. Die Erde schien also in zwei Perioden dieses Jahrhunderts in diesem Theil ihrer Bahn vornehmlich von Meteoriten getroffen worden zu sein. Die erste dieser Perioden beginnt vielleicht im vorigen Jahrhundert. Vom Jahr 1795 ist nämlich ein Fall, ein anderer aus dem Jahr 1780 bekannt. Noch frühere Fälle im April kennt man aus den Jahren 1715, 1628 und 1620.

Bis zum Jahr 1852 hat man im ganzen December nur folgende Meteorfälle: 24. Dec. 1704 und 10. Dec. 1744, darnach:

13. Dec. 1795	14. Dec. 1807
13. „ 1798	13. „ 1813
13. „ 1803	

An den zuletzt aufgeführten Tagen (der Fall vom 14. Dec. fand in Amerika statt) ist also die Erde zu wiederholtenmalen in dem Theile ihrer Bahn, den sie im December durchläuft, von Meteoriten getroffen worden. Dieses Bombardement fand fünf Mal im Laufe von 20 Jahren statt und steht ganz isolirt. Aus den folgenden 19 Jahren kennt man im ganzen December keinen Meteoritfall, ebenso wenig aus den 48 vorausgehenden Jahren (nach 1744). Man muss am ehesten annehmen, dass in dem genannten Zeitraum ein langer Meteorit-

Digitized by Google

strom die Erdbahn an der Stelle passirte, welche die Erde am 13. und 14. Dec. einnimmt.

Eine dieser ähnliche Reihe hat man aus dem Monat Mai der Jahre 1865—1874 mit folgenden Falldaten:

23. Mai 1865	21. Mai 1871
22. „ 1868	20. „ 1874
22. „ 1869	

Andere Fälle, in denen wir in zwei oder mehreren einander naheliegenden Monaten demselben oder einem sehr nahe stehenden Datum begegnen, sind auf unserer Übersichtsliste (Beilage II, S. 517) durch stärkeren Druck hervorgehoben.

Von besonderem Interesse sind die Falltage, die so eintrafen, dass man aus ihnen mit einiger Wahrscheinlichkeit für einzelne Meteorschwärme auf eine bestimmte Umlaufszeit schliessen kann. Im Februar sind besonders folgende Fälle zu merken:

19. Febr. 1785 ($\frac{1}{4}$ Nachm.) Wittmess	19. Febr. 1796 Tasquinha
18. „ 1815 Duralla	18. „ 1824 Irkutsk
16. „ 1876 Judesgherry	16. „ 1883 Alfianello.

Man könnte sich hier die Möglichkeit denken, dass die Erde am 19. Febr. 1785 einen Meteoritschwarm traf, der mit einer Umlaufszeit von ca. 30 Jahren 1815 wiederkehrte. Vom folgenden Zusammentreffen ist kein Fall bekannt, dagegen von dem nächsten 61 Jahre später (1876). Die Tage rücken, wie man sieht, zurück, der erste Fall am 19., der zweite am 18., den dritten sollte man, wenn er stattgefunden hätte, am 17. erwarten, der vierte fand am 16. statt.

Eine solche gradweise Verschiebung des Datums lässt sich ohne Schwierigkeit als dadurch bedingt erklären, dass die Knotenlinie einen verhältnissmässig raschen Rückgang besass. Ähnlich müsste es sich mit den drei anderen Fällen verhalten; die Umlaufszeiten müssten hier jedoch kürzer sein, die Differenz zwischen 1796 und 1824 ist 23, jene zwischen 1824 und 1883 ist 59.

Der 13. October ist ein Tag, an welchem wiederholt Meteoritenfälle stattfanden:

Digitized by Google

Schigailow . . .	1787	
Gera[1]	1819	(32)
Bokkeweld . . .	1838	(19)
Borkut	1852	(14)
Soko Banja . .	1872	(20)

Die Zahlen in den Parenthesen geben die Differenz zwischen zwei angrenzenden Jahreszahlen an. Wie man sieht, sind diese Zahlen annäherungsweise Multipla von $6\frac{1}{2}$, nämlich $32\frac{1}{2}$ $(5 . 6\frac{1}{2})$ $19\frac{1}{2}$ $(3 . 6\frac{1}{2})$ 13 $(2 . 6\frac{1}{2})$. Es ist desshalb Wahrscheinlichkeit vorhanden, dass diese 5 Meteorsteinfälle sich von demselben Schwarm herschreiben, der eine Umlaufszeit von 6 bis 7 Jahren besitzt. Der Meteoritenschwarm muss ziemlich langgestreckt sein und muss eine ziemliche Zeit beanspruchen, um zu passiren, damit die Erde ihn so oft, wie hier aufgezeichnet ist, treffen soll. Ist der Meteoritenstrom kurz, so ist natürlich wenig Aussicht vorhanden, dass die Erde gerade in dem Durchschnittspunkt zwischen demselben und der Erdbahn jedesmal, wenn der Strom passirt, eintreffe. Dies wird nur der Fall sein, wenn dessen Umlaufszeit gerade ein oder mehrere Jahre betrug. Da natürlich nur äusserst selten, wenn überhaupt jemals, erwartet werden kann, dass dies eintreffe, kann man auch nicht verlangen, dass die Differenzen zwischen den Jahreszahlen genau Multipla der Umlaufszeiten sein sollen.

Die Meteorsteine, welche bei Bokkeweld fielen, zeichnen sich bekanntlich durch ihren reichen Gehalt an Kohle aus, während die Steine der anderen Fälle, soweit Verfasser erfahren konnte, gewöhnliche steinartige Meteorite sind.

Ein Umstand, der zu beachten wohl werth ist, ist der, dass die Umlaufszeit von 6 bis 7 Jahren bei mehreren Meteoritensystemen stattfindet. Im Monat Mai, dem an Meteoriten reichsten, hat man zwei solche:

---

[1] Lundig jun., Über den am 13. Oct. 1819 in der Gegend von Gera gefallenen Meteorstein. Schweigger, Journal für Chemie und Physik. Bd. XXVI. Der Fall fand um 8 Uhr Vorm. statt.

[2] Boguslawsky, Zehnter Nachtrag zu Chladni's Verzeichniss der Feuermeteore u. herabgefallenen Massen. Pogg. Ann. Ergänzungsband IV. Leipzig 1854. p. 355. Der Fall fand um 9 Uhr Vorm. statt.

Digitized by Google

9.	Mai	Drake Creek	1827	(19)
8.	„	9¼ Uhr Vorm. Monte Milone	1846	(26)
8.	„	Dyalpur	1872	(7)
10.	„	Estherville	1879	

und

11.	Mai	3—4 Uhr Nachm. Ösel	1855	(6)
13.	„	5 Uhr Nachm. Bremervörde		
12.	„	Mittags Butsura	1861	(13)
14.	„	1 Uhr Nachm. Canellas		
12.	„	Kursk	1874	
14.	„	Nash County		

Das letzte System ist vielleicht doppelt; in denselben Jahren sind, wie man sieht, zwei Fälle mit einem Zwischenraum von einem Tag eingetroffen.

Im März hat man folgende Fälle zu merken:

15.	März	St. Etienne de Lolm und Valence	1806[1]	(7)
14.	„	Cutro	1813	(13)
15.	„	Lugano	1826	(37)
16.	„	Rutlam	1863	(18)
14.	„	3,35 Uhr Nachm. Middlesborough	1881	

Von anderen Systemen sind zu merken:

Ungefähr 6 Jahre. August	10.	Slobodka	1818	(23)
	10.	Iwan	1841	(18)
	11.	Bentham	1859	(6)
	12.	Dundrum	1865	
Ungefähr 7 Jahre. Juli	3.	Mixburg	1725	(28)
	3.	Plan	1753	(50)
	4.	East Norton	1803	(56)
	4.	Crawford	1859	

In diese Reihe könnte man vielleicht auch einen Fall vom 3. Juli 1565 aufnehmen. Die Differenz zwischen dieser Jahreszahl und 1725 ist 160, d. i. 1 weniger als 23 . 7. Vom 4. Juli hat man ausser den zwei angeführten noch einen Fall im Jahre 1842, der nicht in dieses System passt; übrigens stehen die angeführten fünf Fälle ziemlich isolirt, indem keiner vom 1. und 2. und ebenso keiner vom 5., 6. und 7. bekannt ist. Man muss hier weiter merken, dass die zwei Fälle in diesem Monat, vom 8., mit einem Zwischenraum von 41 Jahren 1811 und 1852 stattfanden. Vom 9. und 10. kennen wir

[1] Am 13. März 1807 fand in Timochin ein Fall statt.

Digitized by Google

keinen Fall. Vom 11. hat man einen aus dem Jahr 1868, vom 12. einen aus 1820, also mit einem Zwischenraum von 48 Jahren. Am 13. fand 1788 ein Fall statt. Auf den 14. fallen zwei mit 13 Jahren Zwischenraum, nämlich 1847 und 1860. Aus den ersten 14 Tagen des Juni sind also 13 Fälle notirt; wenn zwei ausgenommen werden, so kommt der Rest in vier Gruppen, für welche die Differenz zwischen den Jahreszahlen ein Multiplum von 7 oder doch sehr nahe daran ist[1]

8 Jahre. Juni	26.	Dolgowola	1864	(8)
	28.	Tennasilm	1872	(8)
	30.	Nogoya	1880	

Die Falltage rücken hier für jeden Fall um 2 Tage vor; nur diese drei Fälle sind aus den 10 Tagen zwischen dem 23. Juni und dem 2. Juli bekannt.

8 Jahre. September	5.	Agen	1814	(40)
	5.	Fehrbellin	1854	(24)
	5.	Dandapur	1878	

9 Jahre September	10.	6 Uhr Vorm. Limerck	1813	(9)
	10.	Carlstadt	1822	(9)
	9.	zw. 4 und 5 Uhr Nachm. Wessely	1831	

Am 9. hat man einen Fall im Jahr 1829, der nicht zu diesem System gehört, vom 7. und 8. hat man keinen, ebenso nicht vom 11. und 12. September. Der 13. weist zwei mit 54 Jahren Zwischenraum, 1768 und 1822, auf.

Im November finden wir mehrere Fälle, welche auf zehnjährige Umlaufszeiten deuten könnten.

5.	Nov.	Bourbon Vendée	1841
5.	„	4½ Uhr Nachm. Nulles	1851
11.	„	Lowell	1846
12.	„	4 Uhr Nachm. Trenzano	1856
29.	„	Cosenza	1820
30.	„	4½ Uhr Nachm. Shalka	1850
30.	„	6 Uhr Nachm. Futtehpore	1822
30.	„	4 „ „ Myhee Caunta	1842

[1] Für zwei dieser Gruppen fallen die Zahlen übrigens auch für eine Periode von ungefähr 8 Jahren günstig aus; in die eine bekommt man dann auch die Jahreszahl 1788 mit herein.

8.	1811	13.	1788 (32)
8.	1852 (41)	12.	1820 (48)
		11.	1868

Digitized by Google

Den letzten zwei Meteoren schliesst sich vielleicht das aus dem Jahr 1852 (Busti) vom 2. Dec. an. Zu merken ist auch Cangas de Onis 30. Nov. 1866 und Indiana 2. Dec. 1876.

12 Jahre. Mai	19. Nowgrod	1421	
	19. Schleussingen	1552	(131)
	18. Walringen	1698	(146)
	17. Hampshire	1806	(108)
	17. Perth	1830	(24)
	17. Igast	1855	(25)

Die letzten fünf Jahreszahlen passen, wie man sieht, gut zu einer Umlaufszeit von ungefähr 12 Jahren, vielleicht kann man auch das älteste (unsichere?) Datum mitnehmen, 131 ist 1 weniger als 11 . 12. Wollte man voraussetzen, dass die Umlaufszeit anstatt 12 nur halb so gross wäre, so würden wir noch den 18. Mai 1680, an welchem Tag in London ein Fall stattfand, mit in die Reihe hereinbekommen. Die Falltage rücken zurück.

23 Jahre. August	6. Dortrecht	1650	
	5. 2 Uhr Vorm. Chantonnay	1812	(162)
	4. Cirencester	1835	(23)
	2. Pawlowka	1882	(47)

Die erste Differenz 162 ist 1 mehr als 7 . 23, die letzte 1 weniger als 2 . 23. Übersehen wir das Vorausgehende, so finden wir, dass ein Theil der Meteoritenfälle sich in bestimmte Gruppen ordnet, deren einzelne Glieder sich natürlich dadurch auszeichnen, dass sie eintrafen, als die Erde sich in einem bestimmten Theil ihrer Bahn befand. Für mehrere dieser Gruppen lassen sich mit einiger Sicherheit Umlaufszeiten nachweisen. Recht bezeichnend ist es, dass diese Umlaufszeiten zumeist zwischen 6 und 8 Jahren sind (die zwei Zeiten von 30 und 12 Jahren lassen sich auf die Weise, auf welche sie bestimmt sind, auch auf die mit 6 Jahren zurückführen). Fünf bis acht Jahre beträgt gerade die Umlaufszeit für die allermeisten Kometen, deren Rückkehr beobachtet ist. Das Studium der Falltage deutet so nicht allein darauf hin, dass zum mindesten ein Theil der Meteorsteine unserem Sonnensystem angehört, d. h. aus Körpern besteht, welche die Sonne umkreisen, sondern zeigt auch zugleich, dass einige derselben neben eine bestimmte Gruppe von Himmelskörpern,

Digitized by Google

die Kometen mit kurzer Umlaufszeit, gestellt werden müssen. Wir haben somit neben den früheren ein neues Moment, das die Meteorsteine in Verbindung mit den Kometen bringt. Die älteren sind: die Ähnlichkeit der Feuerkugeln mit den Sternschnuppen und die grosse Geschwindigkeit, die für mehrere Feuerkugeln nachgewiesen ist und auf Bahnen von derselben langgestreckten Form wie die der Kometen hindeutet. Die Äusserung des amerikanischen Sternschnuppenforschers Newton über einen Meteorstein: „dieser Stein war einst ein Stück eines Kometen" dürfte vielleicht ein nicht so grosses Paradoxon sein, als man früher hat annehmen wollen.

IV. Zum Schluss kommen wir zu der Frage: Finden sich an den Meteorsteinen selbst Verhältnisse, welche für die Richtigkeit der hier vorgetragenen Anschauung sprechen? Eine Folge davon, dass die Bahnen der Meteorsteine von derselben Art wie die der Kometen sind, würde, wie früher hervorgehoben, die sein, dass sie in verhältnissmässig kurzer Zeit — einmal in jedem Umlauf, wenn sie in der Nähe der Sonne waren — starker Erhitzung ausgesetzt wurden; darauf folgte im kalten Weltenraum wieder eine Abkühlung. Der Ställdalsmeteorit und die ihm ähnlichen zeigen, wie wir sahen, eine sogar bis zum Schmelzen gehende Erhitzung, die doch nicht so lange dauerte, dass die Masse durch und durch geschmolzen ist. Auch andere Beispiele von Meteoriten, die directe Zeichen von einer starken Erhitzung zeigen, sind früher angeführt worden. Die bei den steinartigen Meteoriten herrschende Bruchstückstructur, die Chondritstructur, ist vielleicht eine directe Folge derselben Umstände. Wir sehen auf unserem Planeten, worauf man auch mit Bezug auf die Kometen aufmerksam gemacht hat, dass die Folgen der jährlichen und täglichen Erwärmung und Abkühlung die Verwitterung sind, das allmählige Zerbröckeln der Erdrinde, die Bildung von Schutt, Geröllen, Grus, Sand und Gesteinsstaub.

Die Verhältnisse an den Meteoriten sind wohl insofern anders, als auf ihnen Wasser und eine Atmosphäre fehlt, die hier auf der Erde die Verwitterung vermitteln, aber auf der anderen Seite muss gerade wegen dieses Fehlens, besonders doch wegen der Bahnform der Unterschied zwischen Erhitzung und Abkühlung sehr bedeutend sein. Während auf der

Digitized by Google

Erde die Temperaturunterschiede wohl selten bis zu 50° C. gehen, muss man sich mit Bezug auf die Meteorsteine Temperaturwechsel von 1000° und mehr vorstellen. Es scheint desshalb eine nicht unberechtigte Vermuthung zu sein, dass die bei den steinartigen Meteoriten vorherrschende Bruchstückstructur diesem Temperaturwechsel ihre Entstehung verdankt. Dass die Bruchstücke dadurch abgerundet worden sein können, dass sie untereinander in gegenseitige Bewegung versetzt wurden, oder, wie vorher angedeutet, auf eine andere Weise, ist wohl denkbar. Bei den Kometen hat man genug Beispiele von Bewegung in deren Masse. Das, was das Studium des Tysnesmeteorits theoretisch interessant macht, ist, ausser dass er die Chondritstructur als eine Bruchstückstructur zeigt, der Umstand, dass er Zeugen einer wiederholten Bruchstückbildung besitzt. Dies passt ja gut für einen Himmelskörper, der auf seinem Umlauf um die Sonne wiederholt in deren Nähe kommt.

Hierbei muss auch daran erinnert werden, dass die Gasarten, Kohlensäure, Kohlenoxyd und Wasserstoff, die man aus den Meteoriten hat austreiben können, dieselben spectroscopischen Linien wie die Kometen zeigen, wenn sie sich der Sonne nähern.

Der hier mitgetheilte Versuch zur Erklärung verschiedener Verhältnisse in der Structur der Meteorite wird natürlich weiterer Prüfung bedürfen. Man hat dabei nicht nöthig, andere Momente hereinzuziehen, als das, was man mit Wahrscheinlichkeit über die Bahn dieser Himmelskörper annehmen darf. Insbesondere braucht man nicht vulkanische und andere Prozesse auf ehemaligen grossen Himmelskugeln, die in Stücke gegangen seien, vorauszusetzen.

Man hat als Stütze für die Anschauung, dass die Meteorite ursprünglich Körpern von bedeutenden Dimensionen zugehört haben, angeführt, dass die Bildung von so grossen Krystallindividuen, wie einzelne der Eisenmeteorite aufweisen, nur als auf solchen vor sich gegangen gedacht werden könne. Die Berechtigung dieser Schlüsse kann wohl bezweifelt werden. Wir wissen zwar, dass auf der Erde — die hier zu den grossen Himmelskörpern zu rechnen ist — einige Mineralien durch langsames Wachsthum grosse Krystalle bilden;

Digitized by Google

aber daraus kann man nicht schliessen, dass grosse Krystallindividuen nicht auf einem ganz kleinen Himmelskörper entstehen könnten. Bloss der Umstand, dass auf einem solchen die Schwerkraft von einer verhältnissmässig verschwindenden Grösse ist, macht die Verhältnisse dort zu ganz anderen, als auf einem grossen Himmelskörper. Man muss sich gerade denken, dass, wenn die Schwerkraft nur eine unwesentliche Rolle spielt, die Kräfte, welche die Anordnung der Moleküle in den Krystallen bedingen, in ganz anderem Maasse zu ihrem Rechte kommen können.

Die Kleinheit der meteorischen Massen hat vielleicht auch für die Leichtigkeit Bedeutung, mit der sie zerbröckeln und womit die entstandenen Theile verschoben werden. Die Bestandtheile der Meteorite, die uns auf der Erde zu den verhältnissmässig schweren zu gehören scheinen, können ja gewissermassen als gewichtslos betrachtet werden, so lange sie einem Himmelskörper angehören, der vielleicht nicht einmal einen Meter im Querschnitt besitzt. Man kann sich unter Anderem denken, dass die durch Temperaturveränderung geweckten elektrischen Kräfte eine weit grössere Rolle spielen können, als wir nach den Verhältnissen auf der Erde uns vorzustellen geneigt sein dürften.

Erklärung der Tafeln.

Tafel VIII.

Äussere Ansicht des Tysnesmeteorit und des Skimeteorit.

a. Tysnesmeteorit. Die Brustseite links unten; die Rückenseite rechts oben.
b. Derselbe. Eine Fläche der Rückenseite.
c. Skimeteorit.
d. Derselbe. Die Brustseite ist gegen den Beschauer gekehrt.

Tafel IX.

Der Tysnesmeteorit. Die oberste Figur zeigt in natürlicher Grösse einen Theil einer angeschliffenen Fläche. Man sieht Zwischenformen zwischen den grossen Bruchstücken und den kleinen Chondren.

a. Ein porphyrisches Fragment mit einem Olivinindividuum und einer halbentglasten Grundmasse.
b. Mikroskopische Verwachsung von Olivin (stabförmige Körper), Bronzit und Glas (dunkle verzweigte Bänder).
c. Bronzit, gekrümmt.

Digitized by Google

Tafel X.

Der Tysnesmeteorit. Bronzitreiche Kugel und Kugelfragmente.

Tafel XI.

Der Tysnesmeteorit. Oben eine Olivinkugel mit Glas, nach aussen mit Eisen. Nebenan ist ein Glaseinschluss mit Pore und einem Eisenkorn abgebildet. Die untere Figur zeigt rechts einen Theil eines grossen hellen Bruchstücks mit einer Bronzitkugel. Links sieht man in dem dunklen eisenreichen Theil des Gesteins zwei Bruchstücke mit Olivineinsprenglingen in einer glasigen Basis.

Tafel XII.

Oben eine monosomatische Olivinkugel mit glasigen „Zellenwänden". Die Kugel ist von einer verwerfenden Spalte durchzogen und ist einer Pressung unterworfen gewesen.

Unten der aus Bronzit und Olivin zusammengesetzte Skimeteorit (Amphoterit). Rechts unten eine Parthie einer nicht bestimmten wasserhellen Substanz mit Aggregatpolarisation in Bronzit.

Tafel XIII.

Die grosse Figur giebt den Ställdalmeteorit wieder; oben der helle Theil des Gesteins, ein gewöhnlicher Chondrit, *br* eine strahlige Bronzitkugel; unten der dunkle, umgeschmolzene Theil des Gesteins. Das Schwarze ist Eisen, der mittlere Ton bezeichnet Glas, das Helle ungeschmolzene Parthien.

Die kleine Figur zeigt zwei Bronzitfragmente aus dem Hesslemeteorit, das linke holokrystallinisch, das rechte mit wohl ausgebildeten Krystallen in einer Basis.

Tafel XIV.

Die grosse Figur stellt einen geschmolzenen Theil des Ställdalmeteorit in stärkerer Vergrösserung wie Taf. XIII dar.

Die kleine Figur giebt rechts ein Bronzitfragment, links ein olivinreiches Fragment des Hesslemeteorit.

Beilage I.

Verzeichniss der Meteorite, deren Fallzeit sicher bekannt ist.

Nach den Falltagen geordnet.

Januar.

1. Hessle 1869. Warrenton 1877.
2. Jena 1692.
4. Belaja Zerkva 1797.
9. Castrovillari 1583.
10. Devonshire 1622.
13. Mortahiah 1328. Siena 1697.
15. Miklova 1837.
16. Oriang 1825.
18. Löbau 1835.
19. Bubovly 1865. Khetree 1867.
23. Nellore 1852. Nedogalla 1870. Cynthiana 1877.

Digitized by Google

25. Louans 1845.
28. Ställdalen 1876. Saint Capraïs 1883.
29. Kaee 1838.
30. Caswell 1810. Pultusk 1868.
31. Mascombes 1835. Becasse 1879.

Februar.

2. Alessandria 1860.
3. Mocs 1882.
5. Nowgorod 1212.
10. Naryemoy 1825. Girgenti 1853.
12. West Liberty 1875.
13. Little Piney 1839.
15. Bachmut 1814. Launton 1830. Negloor 1883.
16. Judesgherry 1876. Alfianello 1883.
18. Zwickau 1647. Duralla 1815. Irkutsk 1824.
19. Wittmess 1785. Tasquinha 1796.
25. Iowa 1847.
27. Oberkirch 1621.
28. Parnallee 1857.
29. Casale 1868.

März.

1. Crevalcore 1596.
2. Piemont 1583.
4. Sitathali 1875.
6. Schlesien 1636. Segowlee in Indien 1853. Turuma in Africa (?) 1853.
12. Halstead 1731. Kuleschovka 1811.
14. Cutro 1813. Middlesborough 1881.
15. St. Etienne de Lolm und Valence 1806. Lugano 1826.
16. Rutlam 1863.
19. Poonah 1849.
20. Danils' Kuil 1868.
22. Crema 1491. Seifersholz 1841.
24. Stavropol 1857.
25. Timochin 1807. Bishopville 1843.
28. Harrison 1859. Agra 1860.
30. Fünen 1554.
31. Zsadany 1875.

April.

1. Bumstead 1800. Heredia 1857.
5. Bâton Rouge 1800. High Possil 1804.
9. Hatford 1628.
10. Toulouse 1812. Laborzika 1818.
11. Beeston 1780. Schellin 1715. Curvelho 1833.
13. Ceylon 1795. Nerft 1864.
15. Erxleben 1812. Kaba 1857.
17. Lahore 1620. Gütersloh 1851.
19. Borgo-San-Donino 1808.
20. Santa Rosa 1810. Rowton 1876.
26. l'Aigle 1803. Milena 1842.
29. Killeter 1844.

Mai.

1. New Concord 1860.
5. East Bridgewater 1837. Krahenberg 1869.
8. Forsyth 1829. Monte Milone 1846. Dyalpur 1872.
9. Drake Creek 1827. Kirgisensteppe 1840.
10. Estherville 1879.
11. Ösel 1855.
12. Bayden 1825. Butsura 1861. Sewrjukowo, Gouv. Kursk 1874.
13. Bremervoerde 1855.
14. Canellas 1861. Orgueil 1864. Nash County 1874.
17. Torgau 1561. Castel Berardenga 1791. Hampshire 1806. Perth 1830. Igast 1855. Hungen 1877.
18. London 1680. Walringen 1698.
19. Nowgorod 1421. Schleusingen 1552. Paulowgrad 1826. Kakova 1858.

Digitized by Google

20. Ödenburg 1820. Castine 1848. Virba 1874.
21. Searsmont 1871.
22. Stannern 1808. Slavetic 1868. Kernouve 1869.
23. Goalpur 1865.
26. Minden 1379. Hraschina 1751.
27. Göttingen 1580.
28. Ermendorf 1677. Pokhra 1866.
30. S. Mesmin 1866.

Juni.

2. Utrecht 1843. Buschoff 1863.
3. Angers 1822.
4. Richmond 1828. Aumières 1842.
5. Schefftlar 1722.
7. Larissa 1706. St. Denis Westrem 1855. Ibbenbüren 1870. Vavilovka 1876.
9. Kunersdorf 1594. Knyahinya 1866. Tadjera 1867.
12. Charvallas 1834. Uden 1840. Triguères 1841.
13. Jonsac 1819.
14. Kura 1540.
15. Juvinas 1821.
16. Siena 1794. Kusiali 1860. Grosnja 1861.
19. Mouza-Khurna 1865.
21. Vago 1635.
22. Pleskowitz 1723.
26. Dolgowola 1864.
28. Tennasilm 1872.
30. Nogoya 1880.

Juli.

3. Kina 1565. Mixbury 1725. Plan 1753.
4. East Norton 1803. Logrono 1842. Crawford 1859.
8. Berlanguillas 1811. Wedde 1852.
11. Ornans 1868.
12. Liana 1820.
13. Frankrig 1788.
14. Braunau 1847. Dhurmsala 1860.
15. Tieschitz 1878.
16. Nachratschinsk 1833.
17. Cereseto 1840. Mailand 1841.
22. Montlivault 1838.
23. Authon 1872.
24. Barbotan 1790. Divina 1837.
26. Quedlinburg 1249. Niederreissen 1581. Manegaon 1843.
31. Montpreïs 1859.

August.

1. Charlotte 1835.
2. Paulowka 1882.
4. Suffolk 1642. Cirencester 1835.
5. Chantonnay 1812. Petersburg 1855
6. Dordrecht 1650.
7. Nobleborough 1823.
8. Pillistfer 1863.
10. Slobodka 1818. Iwan 1841.
11. Bentham 1859.
12. Dundrum 1865.
15. Deal 1829.
16. Feidchair 1876.
17. Nauplia 1850.
18. Murcia 1870.
25. Aumale 1865. Shergotty 1865.
29. Seeland 1878[1].

[1] Dieser wenig beachtete Meteoritfall fand zwischen 2 und 3 Uhr Nachmittags beim Dorf Mern, ca. 1 Meile südlich von Praestoe, 55° 2′ n. Br., 29° 45′ ö. L. F., statt. Der Stein hat die Grösse eines Kindskopfes, wiegt 4½ kg. und wird im mineralogischen Cabinet der Universität Kopenhagen aufbewahrt. Nach dem äusseren Ansehen zu urtheilen scheint er ein heller Chondrit zu sein. Sophus Tromholt, Meteorsteinsfall in Dänemark am 29. Aug. 1878. Wochenschrift für Astronomie, Meteorologie und Geographie 1878. Halle 1879. 8°. p. 391—92.

Digitized by Google

September.

3. Lissa 1808.
4. Mezö-Madaras 1852.
5. Agen 1814. Fehrbellin 1854. Dandapur 1878.
6. Kilkel 1818.
7. Luponnas 1753.
9. Kasnoi Ugol 1829. Wessely 1831.
10. Limerick 1813. Carlstadt 1822.
13. Lucé 1768. La Baffe 1822.
14. Honolulu 1825.
16. Kleinwenden 1843.
19. Rodach 1775. Tjabé 1869.
21. Muddur 1865.
23. Khairpur 1873.

Oktober.

1. Friedland 1304. Nicor 1750. Les Ormes 1857. Lodran 1868.
2. Saint Andrews 1844.
3. Chassigny 1815.
5. Jamkheir 1866.
6. Stewart County 1869.
7. Klein-Meno 1862.
8. Saurette 1803.
10. Ohaba 1857.
13. Charkow 1787. Gera 1819. Bokkeweld 1838. Borkut 1852. Soko Banja 1872.
14. Lebrak 1824.
18. Charpentras 1738. Tabarz 1854.
20. Menabilly 1791.
21. Layssac 1844.
25. Hazargrad 1740.
27. Charollais 1634. Nageria 1876.
31. Cabarras 1849. Orvinio 1872.

November.

1. Sevilla 1862.
5. Doab 1814. Bourbon-Vendée 1841. Nulles 1851.
8. Rakova 1878.
11. Lowell 1846.
12. Kina 1618. Werchne Tschirakaja Stanitza 1843.
16. Ensisheim 1492[1].
17. Serra 1773.
19. Grossliebenthal 1881.
20. Maurkirchen 1768.
23. Charsonville 1810. Panganur 1811
24. Hacienda de Bocas 1804. Douville 1868.
25. Blansko 1833.
26. Kerilis 1874.
29. Cosenza 1820. Neapel 1839.
30. Futtehpur 1822. Myhee Caunta 1872. Shalka 1850. Cangas de Onis 1866.

Dezember.

2. Busti 1852. Indiana 1876[2].
3. Prince-of-Wales-Strasse 1850.
4. Turakina 1864.
5. Eaufromont 1842. Langres 1842. Franckfort 1848.
7. Tourinne-la-Grosse 1863.
9. Montréjeau 1858.
10. Hizen 1744. Trapezunt 1863. Bandong auf Java 1871. Roda in Spanien 1871.
11. Macao 1836.
13. Wold Cottage 1795. Krakhut 1798. Mässing 1803. Luotolax 1813.
14. Weston 1807.
21. Motecka 1868. Rochester 1876.
22. Manbhoom 1863.
24. Murcia 1858. Barcelona 1704.
25. Schönenberg 1846.
27. Ski 1848. Pegu 1857.

[1] 7. Nov. ist alter Styl. (Buchner, Meteoriten in Samml. p. 3.)
[2] H. A. N(ewton), Encyclopaedia Britannica. Artikel Meteor. p. 108.

Digitized by Google

Beilage II.

Die Falltage der Meteoriten nach Jahr und Monat gerechnet.

1784—1883 [1].

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.
1784		19										
85										13		
86												
87												
88						13						
89												
90							24					
91				17								
92												
93												
94						16						13
95				13								
96	4	19								20		
97												
98												13
99												
1800				1. 5								
1												
2												
3				26			4			8		13
4				5							24	
5												
6			15		17							
7			25									14
8				19	22				3			
9												
1810				20							23	
11			12				8				23	
12				10. 15				5				
13			14						10			13
14		15							5		5	
15		18								3		
16												
17												
18				10				10	6			
19						13				13		
1820					20		12				29	
21						15						
22						3			10.13		30	
23								7				
24		18								14		
25	16	10			12				14			
26			15									
27					9							
28						4						
29					8				15	9		
1830		15			17							
31										9		

[1] Bemerkenswerthe Fälle, wo dieselben oder nahestehende Falltage in derselben Vertikalcolonne vorkommen, sind durch den Druck markirt.

Digitized by Google

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.
1832												
33				11			16				25	
34						12						
35	18.31							1			13	
36												11
37	15				5		24					
38	29						22					
39		13								13	29	
1840				27	9	12	17					
41			22			12	17	10				
42				26		4	4				5.30	5.5
43			25			2	26		16		12	
44				29						2.21		
45	25											
46					8						11	25
47		25					14					
48		15			20							27
49			19							31		
1850								17			30	8.27
51				17							5	
52	23								4	13		2
53		10	6.6						5			
54				12						18		
55					11.13.17			5				
56								5		12		
57		24.28		1.15						1.10		
58					19							9.24
59		26					4.31	11				
1860		2	28		1	16	14					
61					12.14.	16						
62										7	1	
63			16			2						7.10.22
64					14	26						4
65	19				23	19		12.25.25	21			
66					30.28	9				5	30	
67	19					9						
68	30	29	20		22		11		6		24	5.21
69	1				5.22				19	6		
1870	23					7		18				
71					21							
72					8	28	23			13.31		10.10
73									23			
74					14.12.20						26	
75		12	4.31									
76	28	16				7		16		27		2.21
77	1.23											
78							15	29	5		8	
79	31				10							
1800						30						
81			14								19	
82		3						2				
83	28	16										

Digitized by Google

Experimentelle Untersuchungen über das elektrische Verhalten des Turmalins.

Von

H. Schedtler zu Barr im Elsass.

Mit Tafel XXIV—XXVII.

I. Historische Einleitung.

Thermoelektrische Wirkungen[1] wurden zuerst am Turmalin beobachtet; dass diese Eigenschaft des Turmalins aber schon den Alten bekannt gewesen sei, lässt sich aus einer wohl zuweilen dahin gedeuteten Stelle in PLINIUS' Naturgeschichte (Histor. natural. l. 37 c. 29) mit Sicherheit nicht schliessen. Die erste historisch überlieferte Nachricht über die von einem erwärmten Turmalin auf Asche ausgeübte Anziehung findet sich in dem 1707 zu Chemnitz und Leipzig erschienenen Buche: „Curiöse Speculationen bei schlaflosen Nächten" (S. 269), in welchem mitgetheilt wird, dass Holländer im Jahre 1703 zum ersten Mal einen mit dieser merkwürdigen Eigenschaft begabten Edelstein, Turmalin oder Turmale, auch Tripp genannt aus Ceylon nach Holland gebracht hätten. Nach BECQUEREL[2] ist die elektrische Wirkung des Turmalins den Eingeborenen Ostindiens schon lange bekannt gewesen und von ihnen den Holländern gezeigt worden. In dem 1727 erschienenen Buche „Curieuses und reales Natur-, Kunst-, Berg-,

[1] Nach dem Vorgange HANKEL's wähle ich anstatt „Pyroelektricität" den Ausdruck „Thermoelektricität"; auch benutzte ich theilweise die von ihm in der X. Abhandl. seiner elektr. Untersuchungen gegebene historische Übersicht. (Abhandl. d. math.-phys. Classe d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wissensch.)

[2] Annales de Chimie et de Physique. t. 37.

Digitized by Google

Gewerk- und Handelslexikon" wird die Anziehung leichter Körper durch einen erhitzten Turmalin, sowie die Veranlassung zur Entdeckung dieser Eigenschaft jedoch in anderer Weise ausführlich erwähnt. Es heisst daselbst: „Trip, Turmalin oder Aschentrecker, ein Ceylonischer Edelgestein, der aus selbigen Landen vor ungefähr 20 Jahren erstlich roh herausgekommen und von Ostindien-Fahrern an hochdeutsche Juden verkauft worden, welche dieselbigen Steine sodann zu schleiffen und an den Mann zu bringen gesucht. Weil aber die Juweliers an deren Härte, ohnerachtet sie die couleur eines Chrysolits hatten, gezweifelt, ist selbiger von ihnen aufs Feuer zur Probe gelegt worden, da sie denn nicht allein befunden, dass er solche ausgehalten; sondern auch wider ihr Vermuthen die Torfasche an sich gezogen, welches ihnen als etwas sonderliches lieber gewesen, denn die Güte des Steines selbst und durch diese Begebenheit ist man von ungefähr auf dessen Benennung gefallen, sind auch die grossen Stücke dünner zu schleifen angefangen und deren Preis auf 8, 10 und mehr holländische Gulden gesteigert worden. Der Stein ist sonst in weiterer Würkung nicht bekannt, zieht aber praeparata metallica chymica eben so wohl als gedachte Torfasche an, welche er doch jederzeit nach geschehener Attraction wieder von sich wirft; und dieses in infinitum repetiert. Kalt ist er ohne dergleichen Würkung; jedoch darff er auch nicht allzu heiss gehalten werden. Hierbei ist zu merken, dass unsere Land-Chrysoliten dieses nicht thun wollen, noch viel weniger eine andere Species Gemmae."

Lémery hatte 1717 der Pariser Akademie einen geschliffenen Turmalin vorgelegt und die von ihm ausgehende Anziehung, sowie die darauf folgende Abstossung leichter Körperchen einem Wirbel zugeschrieben, der sich bildet, aufhört und in kleinen Intervallen sich wiederholt[1].

Da andere Fundorte des Turmalins als Indien bis gegen Ende des vorigen Jahrhunderts noch nicht bekannt waren, so wanderte derselbe Stein nach einander in die Hände verschiedener Physiker, wie Canton, Aepinus und Pristley; als man jedoch Ende des vorigen Jahrhunderts in Spanien einen

[1] Histoire de l'acad. royale des sciences vom Jahre 1717.

Digitized by Google

ergiebigen Fundort entdeckt hatte, wurden Turmalinkrystalle sehr gemein. Linné musste 1747 auf die Angaben Lémery's sich beschränken, ohne je einen Turmalin, den er lapis electricus nennt, gesehen zu haben. 1756 erhielt Aepinus in Berlin zwei als Ringsteine geschliffene Exemplare, und er war der erste, der in einer 1756 der Berliner Akademie vorgelegten, ins Französische übersetzten Abhandlung[1] nachwies, dass jene Erscheinungen elektrischer Natur seien und dass an den beiden Enden der Krystalle entgegengesetzte Elektricitäten auftreten. Da die beiden Turmaline auf der einen Seite eben, auf der andern mit in einer Spitze zusammenlaufenden Facetten geschliffen waren und der eine auf der ebenen, der andere an der mit Facetten versehenen Seite positiv wurde, so erklärte er das Auftreten der verschiedenen Elektricitäten für eine Folge der inneren Struktur des Steines und nicht der äusseren Form. Er fand auch, während er die Krystalle auf einer glühenden Kohle oder durch die mittelst eines Hohlspiegels concentrirten Sonnenstrahlen erhitzte, eine entgegengesetzte Lage der Pole als bei der Abkühlung nach dem Eintauchen in siedendes Wasser. Den Grund dieser auffallenden Erscheinung glaubte er in der an beiden Seiten ungleichen Erwärmung der Krystalle gefunden zu haben, und er nahm weiter an, die elektrische Erregung derselben gehe in die gewöhnliche (beim Abkühlen) über, sobald die Temperatur in der ganzen Masse eine gleichmässige geworden sei. Die richtige Erklärung dieser Beobachtung und zugleich auch die Aufklärung über scheinbar sich widersprechende, von Wilson in London und von Aepinus gewonnene Resultate gab 1759 Canton durch die Entdeckung des wichtigen Gesetzes, dass der Turmalin nicht im erwärmten Zustande, sondern während des Steigens oder Sinkens seiner Temperatur polar elektrisch wird, und zwar bei beiden Wärmebewegungen in entgegengesetzter Weise. Durch Zerschneiden eines längeren Krystalls in 3 Stücke fand er auch die in qualitativer Hinsicht geltende Übereinstimmung der Wirkungen des ganzen Krystalls und seiner Theile. Einen Beweis für die gleiche Stärke der auftretenden positiven und negativen Elektricität lieferte ihm die Beobachtung, dass ein mit Wasser gefülltes und mit dem Elektrometer verbundenes Metallgefäss,

[1] Mémoires de l'acad. de Berlin 1756.

Digitized by Google

in welches er einen Turmalin geworfen, weder während der Erhitzung, noch während der Abkühlung eine Spur von Elektricität zeigte[1].

Haüy, der mehrere neue thermoelektrische Krystalle auffand, entdeckte am Turmalin den Hemimorphismus nach der Hauptaxe und brachte denselben sofort in Beziehung zu den beiden elektrischen Polen; ohne jedoch eine bestimmte krystallographische Regel aufzustellen, äusserte er sich nur dahin, dass an dem am einfachsten ausgebildeten Ende beim Erkalten die negative Elektricität sich entwickele.

Fortwährend hatte die Erforschung der Thermoelektricität der Krystalle das grösste Interesse der Physiker erregt, weil diese Vorgänge das einzige Mittel boten, durch Wärme allein Elektricität zu erregen. Durch die von dem Herzog von Noya, von Wilson, Bergmann, Wilke und Pristley unternommenen umfangreichen Untersuchungen des Turmalins wurde indess den für dieses Mineral bereits aufgestellten Gesetzen nichts wesentlich Neues hinzugefügt.

Man versuchte auch vielfach eine theoretische Erklärung der thermoelektrischen Erscheinungen zu geben, und diese Bemühungen gaben dann weiter die Anregung zur Aufstellung noch allgemeinerer Theorien.

So glaubte Schweigger[2] für jedes Molekül eine elektrische Axe annehmen zu müssen und erklärte sowohl die Cohäsion überhaupt, als auch die besondere Form der Krystallisation als eine Wirkung dieser Polarität. Berzelius aber sah sogar in jeder chemischen Erscheinung eine Wirkung der elektrischen Polarität der Moleküle „von welcher die elektrochemischen Erscheinungen bei ihrer Vereinigung abhängen und deren ungleiche Intensität die Ursache des Kraftunterschiedes ist, womit sich ihre Verwandtschaften äussern".

Brewster's sehr erfolgreiche Versuche aus den Jahren 1817 und 1818 hatten hauptsächlich eine Vermehrung der Zahl der bis dahin bekannten thermoelektrischen Krystalle bezweckt, dagegen sehen wir nach ihm die Physiker wieder mit der Erforschung der allgemeinen Gesetze, nach denen die

[1] Zu gleichem Resultate ist in der neuesten Zeit Herr Dorn (Wiemann Ann. Neue Folge 1885. No. 10) gelangt.

[2] Jahrbuch der Chemie und Physik. Bd. 39. Jahrg. 1823.

Digitized by Google

Entwickelung der Thermoelektricität erfolgt, sowie mit der Ermittelung der Lage der Pole in Bezug auf die Krystallgestalt beschäftigt.

G. Rose und später mit ihm vereint Riess[1,2] suchten zu erforschen, ob nicht an je einem Pole der thermoelektrischen Krystalle stets gleiche oder doch bestimmte Flächen vorkommen, indem sie damit eine schon von Haüy aufgeworfene, aber nur sehr unvollkommen gelöste Frage vollständiger zu beantworten sich bemühten. Sie nannten bei ihren Untersuchungen denjenigen Pol den analog elektrischen, an welchem das algebraische Zeichen des Temperaturzuwachses dem Zeichen der dadurch erregten Elektricität entspricht und denjenigen den antilog elektrischen, an welchem sich diese Zeichen widersprechen, so dass also der analoge Pol eines Krystalls durch Erwärmen positiv, durch Erkalten negativ elektrisch, der antiloge Pol hingegen durch Erwärmen negativ, durch Erkaltung positiv wird. Für den Turmalin lieferten ihnen zahlreiche Untersuchungen folgende Regel: „Das Ende, an welchem die Flächen des Hauptrhomboëders auf den Kanten des dreiseitigen Prismas aufgesetzt erscheinen, enthält den antilog elektrischen Pol, das, an welchem sie auf den Flächen des dreiseitigen Prismas aufgesetzt erscheinen, den analog elektrischen Pol.“ Die vorkommenden wenigen Ausnahmen reihten sie durch die Annahme eines ungewöhnlichen dreiseitigen Prismas, das die Ergänzung des gewöhnlichen dreiseitigen Prismas zu dem ersten sechsseitigen Prisma bildet, der Regel ein.

Die erfolglosen Versuche von Becquerel und Forbes[3], das Verhältniss der Stärke der Elektricität zur Länge und zum Querschnitt der Krystalle, sowie zu den Temperaturver-

---

[1] Über den Zusammenhang zwischen der Form und der elektr. Polarität der Krystalle von G. Rose. (Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften zu Berlin. 1836.)

[2] Über die Pyroelektricität der Mineralien von P. Riess und G. Rose. (Abhandl. der Akademie der Wissensch. zu Berlin. 1843.)

[3] Interessant ist eine von Forbes mitgetheilte Thatsache. Er beschreibt nämlich einen Turmalin, der an beiden Enden positive und in der Mitte negative Elektricität besass. Zur Erklärung dieser merkwürdigen Vertheilung denkt er sich zwei Turmaline mit ihren negativen Polen so verwachsen, dass auf ihren Seiten keine Spur der Zusammensetzung übrig geblieben.

Digitized by Google

änderungen zu erforschen, wurden im Jahre 1859 von dem französischen Physiker Gaugain wieder aufgenommen. Seine Untersuchungen nehmen zunächst schon desshalb ein gewisses Interesse in Anspruch, weil er eine bis dahin noch nicht vorgekommene Untersuchungsmethode anwandte. — Im Vergleich zu den unvollkommeneren Untersuchungsmethoden der früheren Physiker hatte das von Riess und Rose benutzte Behrens'sche Elektroskop mit trockener Säule und der Fechner'schen Verbesserung einen wesentlichen Fortschritt bezeichnet. Gaugain's gewöhnliches mit den von Pouillet angegebenen Einrichtungen versehenes Goldblattelektroskop war nun keineswegs empfindlicher als das soeben erwähnte, wohl aber erzielte er eine stärkere Elektricitäts-Entwickelung der Krystalle, und zwar dadurch, dass er einmal mehrere Krystalle durch Drähte zu einer Batterie vereinigte, sodann aber, indem er bei allen seinen Versuchen das eine Ende der zu untersuchenden Turmaline mit dem Elektroskop, das andere Ende mit der Erde in leitende Verbindung setzte. Eine neben den Goldblättchen aufgestellte, mit der Erde leitend verbundene Entladungskugel gestattete nur eine bestimmte Entfernung der Goldblättchen und führte aufeinanderfolgende Entladungen herbei, deren Anzahl ihm ein Maass für die Stärke der elektrischen Entwickelung abgaben. Gaugain stellte auf Grund seiner Versuche folgende allgemeine Gesetze auf[1].

1) Wenn man eine beliebige Anzahl von Turmalinen mit ihren gleichnamigen Polen vereinigt, erhält man eine Batterie, welche unter gegebenen Umständen eine Elektricitätsmenge entwickelt, die genau gleich der Summe der Elektricitätsmengen ist, welche die vereinigten Turmaline entwickeln würden, wenn sie unter denselben Bedingungen für sich allein wirkten.

2) Wenn man mehrere Prismen mit denselben Querschnitten übereinandersetzt, so ist die von dieser Gruppe entwickelte Elektricitätsmenge einfach gleich der Menge, welche ein beliebiges der angewandten Prismen einzeln entwickeln würde.

3) Die Menge der durch ein einziges Prisma entwickelten Elektricität ist proportional seinem Querschnitt und unabhängig von seiner Länge.

[1] Annales de Chimie et de Physique. 3 Série. Bd. 57.

Digitized by Google

4) Die von einem Turmalin während des Sinkens seiner Temperatur um eine bestimmte Anzahl von Graden entwickelte Elektricitätsmenge ist unabhängig von der Zeit, welche die Abkühlung gebraucht.

5) Die von einem Turmalin während des Steigens seiner Temperatur um eine gegebene Anzahl von Graden entwickelte Elektricitätsmenge ist genau die gleiche, welche bei der Abkühlung um dieselbe Temperatur entstehen würde.

Gaugain behauptet auch, dass der Turmalin bei hoher Temperatur ein guter Leiter und dadurch unelektrisch werde.

Schon Riess und G. Rose hatten neben der elektrischen Erregung vieler Krystalle durch Reibung, auch die durch Druck erzeugte als eine für thermoelektrische Untersuchungen wohl zu beachtende Fehlerquelle hervorgehoben; die Herrn Jacques und Pierre Curie waren jedoch die ersten, welche die von Hankel als Piëzoelektricität bezeichnete Elektricitätsentwickelung der Krystalle durch Druck insbesondere auch am Turmalin näher studirten und in einen bestimmten einfachen Zusammenhang mit der Thermoelektricität brachten. Nach ihnen tritt beim Zusammenpressen hemimorpher Krystalle in der Richtung der Hauptaxe an den Enden dieser Axe dieselbe polare Elektricität wie bei der Abkühlung auf, und diese Elektricität wechselt, wie beim Erwärmen, ihren Ort beim Nachlassen des Druckes. Durch das allgemeine Gesetz: „Die an den beiden Enden der Hauptaxe entstehende Elektricität besitzt dieselbe Beschaffenheit, einerlei in welcher Weise die Moleküle einander genähert oder anderseits von einander entfernt werden" führten sie beide Vorgänge auf ein und dieselbe Ursache zurück[1]. — In zwei späteren Abhandlungen[2] stellen sie für die Piëzoelektricität des Turmalins, gestützt auf zahlreiche mit Hülfe eines Elektrometers von Thomson-Mascart ausgeführte Untersuchungen, ganz dieselben Gesetze auf, wie sie von Gaugain für die Thermoelektricität unter 3) und 5) aufgestellt wurden, wobei natürlich in den von diesem ausgesprochenen Gesetzen die Worte „Temperaturerhöhung" und gleiche „Temperaturerniedrigung" mit „Druckverminderung" und „gleiche Druckerhöhung" zu vertauschen sind. — Ausser-

[1] Compt. rend. 1880. 2 sem. Bd. 91.

[2] Compt. rend. 92. 1881. 1 sem. S. 186 u. 350.

Digitized by Google

dem sprechen sie noch aus, dass die an den beiden Enden des Turmalins entwickelten Elektricitätsmengen gleich gross seien, dass auf den Seitenflächen keine Elektricitäts-Entwickelung stattfinde und freie Elektricität sich nur an den Enden zeige.

Von den noch jetzt lebenden, mit der Erforschung der thermoelektrischen Eigenschaften der Krystalle sich beschäftigenden Physikern, zu denen die soeben erwähnten beiden Herrn bereits gehörten, muss nun vor allen andern Herr Hankel in Leipzig als der erfahrenste und bewährteste hervorgehoben werden. Seine ebenso mühevollen, wie erfolgreichen Untersuchungen bezogen sich bis jetzt zwar nicht so speciell auf den Turmalin, wie auf zahlreiche andere Krystalle, indessen finden sich in seinen Abhandlungen[1] einige Bemerkungen, aus denen hervorgeht, dass er auch dieses Mineral nach verschiedenen Richtungen geprüft hat.

So hat er auf die Frage, ob nicht ein Unterschied in der Ausbreitung der von den Enden der Hauptaxe ausgehenden positiven und negativen Spannung auf den Flächen des sechsseitigen und des dreiseitigen Prismas bestehe, keine bestimmte Antwort erhalten. Sodann hat er von der von ihm an dem Bergkrystall entdeckten Elektricitätsentwickelung durch Strahlung — von ihm Aktinoelektricität genannt — am Turmalin keine Spur nachzuweisen vermocht.

Du Bois Reymond in Berlin hat auch Wirkungen des Turmalins auf die Magnetnadel erhalten. Er presste einen Krystall mit seinen Polen gegen zwei Platinbleche und verband diese mit den Drahtenden eines Multiplikators von 24160 Windungen. Als der Turmalin durch eine Alkoholflamme erhitzt wurde, wich die Magnetnadel entsprechend einem vom analogen nach dem antilogen Pol gehenden Strome um 1^0 ab, und die Ablenkung erfolgte nach der entgegengesetzten Seite, als der heisse Stein mit Schwefeläther befeuchtet wurde.

Die von mir unternommenen Untersuchungen, deren Resultate ich im Folgenden mitzutheilen mir erlaube, hatten zum Zweck, die Ausbreitung der positiven und negativen Spannung auf den Seitenflächen des Turmalins allgemein, ohne Vergleich-

[1] Siehe insbesondere 15. Abhandl. seiner elektr. Untersuchungen des XII. Bandes der Abhandl. der math.-physikal. Klasse der Königl. Sächs. Gesellsch. der Wissenschaften.

Digitized by Google

ung der verschiedenen Flächen, an möglichst vielen Krystallen zu beobachten, und wo möglich bestimmte Gesetze bezw. bestimmende Ursachen für dieselbe zu ermitteln. Nicht allein nach dieser Richtung sind nun meine gemachten Beobachtungen von Erfolg begleitet gewesen; ich glaube in denselben auch neue elektrische Thatsachen mittheilen zu können, die für die Beurtheilung der Wirkungsweise der Elektricität nicht ganz unwichtig sind.

II. Untersuchungsmethode.

Während die von Herrn Hankel mit Hülfe eines von ihm konstruierten äusserst empfindlichen Elektrometers ausgeführten thermoelektrischen Untersuchungen die Stärke der an den einzelnen Punkten des Krystalls beobachteten elektrischen Spannungen in relativ vergleichbaren Zahlen angeben, hat die von Herrn Kundt in Strassburg vor 2 Jahren veröffentlichte und auch von mir bei den folgenden Versuchen angewandte sogenannte Bestäubungsmethode den grossen Vorzug, dass sie eine gleichzeitige Untersuchung der elektrischen Vertheilung auf der ganzen Oberfläche des Krystalls in sehr einfacher Weise ermöglicht.

Bei dem genannten Verfahren wird nach Kundt[1] ein Gemisch von gleichen Volumtheilen Schwefel und Mennige durch ein engmaschiges Sieb von Baumwolle auf den zu unteruchenden Krystall gesiebt. Durch die hierbei entstehende Reibung der Pulver aneinander wird der Schwefel negativ elektrisch und setzt sich auf den positiv erregten Stellen des Krystalls ab, und umgekehrt wird die positiv elektrische Mennige von den negativ elektrischen Stellen des Krystalls angezogen.

Bezüglich der praktischen Ausführung des Verfahrens habe ich einige Erfahrungen gemacht, die auch andern vielleicht von Nutzen sein können. Eine noch feinere Vertheilung des Schwefels als sie die Reibschale ermöglicht, habe ich dadurch erzielt, dass ich mit Wasser befeuchtete Schwefelblume mit einem Glasläufer auf einer Glas- oder Marmortafel zerrieb. Es erwies sich dann aber ein Baumwollsieb als zu weit, so dass ich mehrere Lagen dieses Stoffes übereinander oder das

[1] Annalen der Physik und Chemie. Neue Folge Bd. XX. 1883.

Digitized by Google

feinste Seidesieb, welches die Müller anwenden, benutzte, nachdem ich durch Versuche an ein und demselben Krystall festgestellt hatte, dass Seide im Vergleich zur Baumwolle keine Änderung in der Vertheilung der Pulver verursacht. — Benutzt man den von Herrn Mechaniker Majer in Strassburg nach den Angaben von Herrn Kundt angefertigten Blasebalg in der Weise, dass man das Pulvergemenge durch das Loch des aufgeschraubten Deckels fallen lässt, so versagt der Apparat leicht; auch wird der hervorgerufene Luftzug — selbst wenn man den Beutel in einiger Entfernung vom Krystall hält — leicht zu stark. Besser ist es zur Vermeidung dieser Übelstände den Deckel gar nicht zu benutzen, sondern direkt auf die obere Holzfassung des engeren Endes des Lederbeutels eine doppelte oder dreifache Musselin- oder Seideschicht festzubinden und durch diese das Pulver — welches dann allerdings sehr fein sein muss — zu sieben. Es ist keineswegs nöthig das Gemisch — wozu man übrigens dem Volumen nach etwa doppelt so viel Schwefel als Mennige nimmt — für jeden Versuch neu anzufertigen, jedoch muss man bei wiederholter Benutzung desselben Pulvers den mit nur geringen Mengen anzufüllenden Beutel öfters leeren, das Pulver neu mischen und trocknen und von Zeit zu Zeit etwas Mennige, die sich leichter in die Umgebung zerstreut, zusetzen. — Um die mit dem unvermeidlichen Eindringen des Mennigstaubes in Nase und Mund verbundenen nachtheiligen Folgen für die Gesundheit auf ein verschwindendes Minimum zu reducieren, habe ich mich von Anfang an eines von F. Wolff in Grossgerau angefertigten Luftfilters mit sehr befriedigendem Erfolge bedient.

Was nun die Art der Erwärmung der zu untersuchenden Krystalle betrifft, so führte ich dieselbe in einem kleinen eisernen Trockenkasten mit doppelter Wandung, in den durch eine Durchbohrung ein Thermometer ragte, aus. Die Krystalle wurden nach vorherigem Waschen mit Spiritus und Abreiben mit Leder auf runden flachen Uhrgläsern liegend durch eine Seitenthüre in den genannten Kasten geschoben — wenn sie nicht, was selten vorkam, direkt hineingelegt wurden — und dann erst die unter dem Kasten befindliche Spirituslampe angezündet. Nachdem die Temperatur langsam auf 100° bis 130° gestiegen und auf dieser Höhe je nach der Dicke der

Digitized by Google

Krystalle 10 bis 45 Minuten gehalten worden war, nahm ich die Krystalle entweder sofort oder bei einer beliebigen tieferen Abkühlungstemperatur heraus. Meistens wurden nun die Krystalle nicht direkt auf dem Uhrglase bestäubt, sondern der schnelleren Abkühlung wegen auf vorher getrocknete Papierstückchen, (seltener auch auf Porzellan-, Kautschuk- oder Glasplättchen) gelegt. Diese Ortsveränderung geschah mit Hülfe einer auf dem Trockenkasten liegenden und daher ihrer Temperatur nach nicht allzusehr vom Krystalle verschiedenen Pincette, die mit Kork ausgefüttert war und den Krystall an den Seiten anfasste. Da sowohl durch Reibung des Korkes am Krystalle als auch durch Reibung des Krystalls an Papier Elektricität entsteht, war hierbei einige Vorsicht nöthig. Wie ich durch Reibung mit einer Reihe von Körpern gefunden habe, wird überhaupt der Turmalin sehr leicht und stark durch Reiben elektrisch, und zwar in den weitaus meisten Fällen positiv elektrisch. Sehr wenig Reibungselektricität zeigt er mit Leder gerieben, so dass man also unbedenklich mit Leder gereinigte und dann vor dem Beginne der Erwärmung der Sicherheit wegen mit der Spiritusflamme überstrichen Krystalle — wodurch die Elektricität der Oberfläche entfernt wird — der Untersuchung unterwerfen kann. Vor vielen Bestäubungen wurde auch auf dem aus dem Kasten genommenen Krystall die Elektricität durch Überstreichen mit einer Spiritusflamme, wozu ich eine an einem Draht befestigte, in Spiritus getauchte und dann angezündete Baumwollflocke benutzte, entfernt und dann je nach der Höhe der Temperatur des Krystalls länger oder kürzer bis zur Bestäubung gewartet.

Rücksichtlich der für die Bestäubungen angegebenen Temperaturen ist natürlich zu beachten, dass mit diesen am Thermometer, unmittelbar vor dem Herausnehmen der Krystalle, abgelesenen Angaben die Temperaturen der bestäubten Krystalle nicht übereinstimmen.

Da Herr Hankel bei sehr zahlreichen Untersuchungen ausnahmslos das Gesetz bestätigt gefunden hat, dass die bei steigender Temperatur auf einer Krystallfläche auftretende Elektricität der bei der Abkühlung dort sich zeigenden gerade entgegengesetzt ist, so beschränkte ich mich auf Untersuchungen bei sinkender Temperatur.

Digitized by Google

Um die gewonnenen Resultate möglichst kurz, übersichtlich und naturgetreu zu veranschaulichen, habe ich in den Figuren diejenigen Stellen der Krystalle, welche Mennige oder Schwefel bei der Bestäubung aufnahmen, entsprechend roth oder gelb gezeichnet. Für die der Mehrzahl nach in ihren Netzen zum geringen Theil nur in seitlicher Projektion, aber immer in natürlicher Grösse abgebildeten Krystalle bedeuten ausgezogene Linien Kanten des Krystalles, punktirte Linien dagegen Grenzen von Verletzungen oder Bruchflächen. Neutrale Stellen oder Zonen des Krystalls erscheinen in der Zeichnung meist weiss, seltener der besseren Hervorhebung wegen schwarz. Seitenflächen oder Theile solcher, sowie angrenzende Theile der Endflächen, die in der Abbildung weiss geblieben, sind jedoch, abgesehen von den neutralen Mittelzonen, nicht immer so aufzufassen, als zeigten diese Stellen sich stets unelektrisch. Der Krystall hat dann auf der betreffenden Seitenfläche bei der Untersuchung aufgelegen und liess sich in den meisten Fällen nicht leicht in eine Lage bringen, welche jene Fläche der Bestäubung zugänglich machte. Die in den Zeichnungen unteren Endflächen sind im Text zur Abkürzung mit G_1, die oberen mit G_2 benannt; die von links nach rechts mit a, b, c, d ... bezeichneten Seitenflächen wurden häufig dem in Folge sehr starker Reifung dreieckigen Querschnitte der Krystalle entsprechend in die drei Flächen a, b und c zusammengefasst.

Es wird genügen, die untersuchten Krystalle eines Fundortes nur zum Theil abzubilden, sobald dieselben in ihrem Verhalten übereinstimmen.

III. Allgemeiner Theil.

Was zunächst meine Grundauffassung des Zustandes, in welchem ein thermoelektrische Spannungen zeigender Turmalin sich befindet, betrifft, so dachte ich mir schon vor Beginn meiner Versuche, jedes einzelne der nach der Hauptaxe hemimorphen Moleküle der im Zustande der Abkühlung befindlichen Krystallmasse mit zwei entgegengesetzten, in der Richtung des analogen und antilogen Poles des ganzen Krystalles gelegenen elektrischen Polen, die durch die nichtleitende Masse des Moleküls getrennt sind. Die Einwirkung der polarelektrisch erregten Moleküle auf die Umgebung des Krystalles

Digitized by Google

erfolgt meiner Auffassung nach durch elektrische Schwingungen des Äthers und ist als ein zusammenhängendes System aufzufassen, in welchem die elektrische Wirkung zum weitaus grössten Theil, auch für die Moleküle der Oberfläche, auf einer Vertheilungswirkung und durchaus nicht auf Leitung beruht.

Für einen z. B. zwischen dem antilogen Pol und der Mitte gelegenen Punkt werden dann — gleichmässige Erregung der Krystallmasse vorausgesetzt — die Anziehungen und Abstossungen einer Reihe von Molekülen sich aufheben und nur diejenigen Moleküle noch in Betracht zu ziehen sein, die von diesem Punkte eine grössere Entfernung haben als der antiloge Pol, und zwar wird die Gesammtresultirende der Polkräfte dieser Moleküle bei der Abkühlung positiv sein — in bis zu 0 abnehmender Stärke, je näher der Punkt der Mitte rückt —, da die antilogen Pole aller noch wirksamen Moleküle dem betreffenden Punkte näher liegen als die analogen. Für einen Punkt zwischen dem analogen Pol und der Mitte würde dasselbe, nur mit entgegengesetztem Resultate, der Art der Elektricität nach, gelten.

Ganz wie bei einem Magneten lässt sich bei dieser Auffassung für einen beliebigen, zwischen dem antilogen und dem analogen Pol gelegenen Punkt auf Grund seiner Lage zu den Einzelpolen der Moleküle leicht die Gesamtresultirende ableiten. Da aber die anziehende Kraft der Molekularpole mit dem Quadrate der Entfernung abnimmt, so könnten die positive und negative Spannung, eine gleichmässige Erregung der Masse vorausgesetzt, nur verhältnissmässig wenig über die Seitenflächen sich ausdehnen[1].

Ganz anders gestalten sich jedoch die Verhältnisse, wenn die Stärke der Erregung aus irgend einem Grunde nicht überall, in allen Schichten senkrecht zur Hauptaxe die gleiche ist, wenn es z. B., wie in der That meine Untersuchungen

[1] Aus der Breite der negativen und positiven Zone auf einigen Krystallen sowie aus andern Erscheinungen schätze ich die Entfernung, bis zu welcher von einem Punkte eines ziemlich stark erregten, mässig dicken Krystalles aus nach beiden Richtungen der Hauptaxe die Moleküle auf die Vertheilung des über jenem Punkte sich befindenden Pulvers noch einen bestimmenden Einfluss haben, auf höchstens 5 mm.

Digitized by Google

gezeigt haben, Zonen oder ganze Krystalle giebt, in denen die Erregung nach dem analogen oder dem antilogen Pol hin zunimmt, oder wenn der Krystall der Hauptaxe nach in verschiedene Theile zerfällt, die verschieden stark erregt sind.

Abgesehen von den schon von früheren Forschern hervorgehobenen Temperaturunterschieden der Schichten parallel zur Hauptaxe, von denen das Verhältniss der Ausbreitung der positiven und negativen Elektricität auf den Seitenflächen jedenfalls unabhängig ist, vermuthete ich schon im Voraus in dieser Hinsicht einen besonders starken Einfluss der ungleichmässigen Abkühlung der Masse des Krystalls in der Richtung der Hauptaxe feststellen zu können, umsomehr als Thomson und Lodge gefunden haben, dass die Wärme im Turmalin vom antilogen Pole nach dem analogen besser geleitet wird als umgekehrt.

Einen durch eine beträchtlich grössere Ausdehnung der negativen Spannung sich bemerklich machenden Einfluss des erwähnten Wärmeleitungsgesetzes, wie er entsprechend dem im Verlauf der Abkühlung etwas jenseits der Mitte nach dem antilogen Pol hin auftretenden Temperatur-Maximum erwartet werden könnte, haben nun meine Versuche nicht gezeigt[1]. — Man muss sich übrigens vor einer Überschätzung des Einflusses des Temperaturmaximums hüten, da auf Grund des wohl jetzt allgemein anerkannten Gesetzes, dass die elektrische Erregung eines Punktes des Krystalls der Grösse der Temperaturveränderung desselben proportional ist, zwar angenommen werden kann, an der Stelle des Temperaturmaximums entspreche der grösseren Intensität der Abkühlung auch eine grössere momentane elektrische Erregung, da aber anderseits zu berücksichtigen ist, dass nach den Polen hin und an diesen selbst die Abkühlung schon länger und kräftiger gewirkt hat, sowie dass die elektrische Erregung eines Punktes des Krystalls zu einer gewissen Zeit das Produkt der gesamten schon vorhergegangenen Abkühlung ist — nach Abzug der erfolgten Zerstreuung.

[1] Neuere, nach einer besseren Methode ausgeführte Versuche von Herrn Stenger (Wiedemann Ann. Neue Folge Bd. XXII) stellen eine unilaterale Wärmeleitung im Turmalin sehr in Frage, so dass das erwähnte Wärmemaximum wahrscheinlich in der Mitte liegt.

Digitized by Google

Im Einklang mit dieser theoretischen Betrachtung standen auch die an einigen ziemlich gleichmässig erregten dickeren Krystallen gemachten Beobachtungen — für Krystalle, deren Masse nicht gleichmässig erregt ist, ist die Vertheilung noch weniger vom Wärmemaximum abhängig — dass gerade nach dem Wegnehmen der Elektricität der Oberfläche durch die Spiritusflamme der Einfluss des Temperaturmaximums durch eine etwas grössere Ausdehnung der beiden Spannungen nach der Mitte hin hervortrat. — Es zeigte sich diese Erscheinung jedoch öfters und in stärkerem Grade für die positive Spannung.

Für dünne, 1—2 mm. dicke Krystalle, die vollkommen rein und frei von Sprüngen sind, habe ich aber gefunden, dass auf ihnen gerade die positive Spannung viel weiter über die Seiten sich ausdehnt als die negative. Von einem ausschlaggebenden Einflusse eines Temperaturmaximums kann bei diesen Krystallen jedenfalls nicht die Rede sein, noch weniger aber davon, mit einem solchen diese sehr auffallende Thatsache in Zusammenhang zu bringen.

Es besteht auch kein ursächlicher Zusammenhang zwischen dieser Erscheinung und einer vollkommeneren Bildung der betreffenden Krystalle nach dem antilogen oder analogen Pole hin, da sowohl nur am antilogen als auch nur am analogen Pole ausgebildete Krystalle diese merkwürdige Vertheilung zeigen. (Siehe die Figuren 39 bis 67.)

Die naturgemässe Erklärung des mir auch für die Erforschung des Wesens der Elektricität nicht ganz unwichtig erscheinenden Vorherrschens der positiven Elektricität auf den Seiten des Turmalins glaube ich in der unsymmetrischen oder vielmehr hemimorphen Form der Krystall-Moleküle suchen zu müssen, die bewirkt, dass der zwischenliegende Äther die von den Molekülen ausgehende elektrische Bewegung im Turmalin besser nach dem antilogen Pol hin fortpflanzt als nach dem analogen.

In dickeren Krystallen wird diese zu Gunsten einer grösseren Ausbreitung der positiven Spannung wirkende Ursache durch verschiedene störende Einflüsse beeinträchtigt; man sieht aber leicht ein, dass in einem gleichmässig elektrisch erregten dünneren Krystalle bei dieser Annahme auch für jenseits der Mitte, nach dem analogen Pol hin gelegene

Digitized by Google

Punkte die nach dem antilogen Pol hin auf dieselben wirkende positive Resultirende die nach dem analogen Pol hin wirkende negative Resultirende übertreffen wird, und wie in Folge dessen zugleich die neutrale Zone sich verkleinert. Die an den gleichmässig klaren, durch fremde Beimischungen nicht verunreinigten sowie von Sprüngen freien dünneren Krystallen gewonnenen Resultate führen mit Nothwendigkeit auf eine solche Annahme, aber auch die andern Krystalle bieten für dieselbe eine Stütze, da sich auch bei ihnen — soweit die störenden Einflüsse es zulassen — eine gewisse Neigung der positiven Elektricität, vorzuherrschen, erkennen lässt.

Es liegt hier die Frage nahe, welcher Art sind die störenden Einflüsse, und wie verändern sie die regelmässige Vertheilung?

Eine erhebliche Anzahl der von mir untersuchten 133, von 20 verschiedenen Fundorten stammenden Turmaline war von fremden, für das blosse Auge schon erkennbaren Mineralien (Glimmer, Quarz etc.) durchsetzt, entweder gleichmässig oder, was häufiger vorzukommen scheint, in zunehmendem Grade — soweit sich dieses durch Prüfung mit dem Auge erkennen lässt — nach einem der Pole hin.

Im ersten Falle wird die regelmässige Vertheilung entweder gar nicht gestört oder die ganze Erregung so geschwächt, dass die Elektricitäten nur an den Polen auftreten. Da aber, wo diese Einsprenglinge nach einem Pol hin allmählich zunehmen, muss die diesem Pole im Zeichen entsprechende elektrische Spannung eine grössere Ausdehnung über die Mitte hin gewinnen; denn ist dieser Pol z. B. der analoge, so wird nach dem antilogen Pole hin in den einzelnen senkrecht zur Axe gedachten Schichten die Zahl der elektrisch erregten Turmalinmoleküle zunehmen und damit auch für einen in der Mitte der Seitenflächen, oder auch über dieselbe noch hinaus nach dem antilogen Pole hin gelegenen Punkt die während der Abkühlung vom antilogen Pole her wirkende negativ elektrische Resultirende. — Ein durch Einsprenglinge hervorgerufenes Vorherrschen der negativen Spannung, wobei diese bis nahe zum antilogen Pol reicht, kommt in der That vor; noch mehr jedoch ein auf die gleiche Ursache zurück-

Digitized by Google

zuführendes Überwiegen der positiven Spannung. (Siehe die Figuren 2, 3, 29 und 31.)

Ausser dieser Einlagerung fremder Massen spielen noch Sprünge und Trübungen eine grosse Rolle, und zwar ebenfalls in einem die elektrische Erregung schwächenden Sinne. — Den Einfluss eines oder mehrerer Sprünge für die verschiedenen Stadien der Abkühlung experimentell nachzuweisen, hätte mich zu weit von meinem Hauptziele abgeführt. Die Ursache der die elektrische Erregung schwächenden Einwirkung eines senkrecht zur Hauptaxe verlaufenden Sprunges, in welcher Richtung die überwiegende Mehrzahl der Sprünge verläuft, suche ich hauptsächlich in dem Leitungsvermögen der zwischen die Wände des Sprunges eindringenden Luft, durch welche die positive und negative Elektricität der sich gegenüberstehenden äussersten Molekülschichten der Wände des Sprunges sich vereinigen und so nach Aussen wirkungslos werden.

Finden sich zahlreiche, zur Hauptaxe geneigte Sprünge neben einander, wie es insbesondere bei den Krystallen von Elba häufiger vorkommt, so ist in dieser ganzen Zone — ebenso wie in einer nur getrübten Zone — die Erregung geschwächt, im Vergleich zu den unversehrten Teilen des Krystalles, und es müssen sich Unregelmässigkeiten in der Vertheilung der Elektricitäten zeigen. Besonders interessant sind in dieser Beziehung die Krystalle von Elba. So ist z. B. der Krystall No. 15, Taf. XXV Fig. 15, ein schöner 2 cm. langer durchsichtiger Krystall, vom analogen Pole bis fast zur Mitte mit vielen Sprüngen durchsetzt, während der übrige etwas grössere Theil fast klar und unverletzt ist. Da die antilogen Pole dieser trüben, weniger stark erregten Zone erst im Vereine mit den antilogen Polen der ersten Schichten der reineren Zone den analogen Polen des Restes der letzteren das Gleichgewicht halten können, so muss sich die negative Spannung weit mehr ausdehnen als bei andern Krystallen.

Krystall No. 12, Taf. XXIV Fig. 12, dessen Länge 24 mm. beträgt, ist im ersten Fünftel (vom analogen Pole aus) klar und durchsichtig; dann beginnt eine sehr trübe und mit Sprüngen durchsetzte Zone, die zunächst in gleicher Ausdehnung wie die erste Zone vollständig trüb ist und dann in die wieder

Digitized by Google

klar werdende Masse des Krystalls allmählich mit Sprüngen verläuft. Hier ist die Gesamtwirkung sowohl der analogen als auch der antilogen Molekular-Pole der trüben Schicht nach den entsprechenden Polen des Krystalls hin nicht stark genug, um der + und — E eine so grosse Ausdehnung von den Polen über die Seitenflächen hin zu geben wie bei andern Krystallen; dagegen rufen die antilogen und analogen Pole der Moleküle der beiden reineren Endschichten auf der trüben Zone je eine positive und negative Zone hervor.

In Bezug auf die von den drei französischen Physikern Gaugain, Jacques und Pierre Curie über den Turmalin veröffentlichten Arbeiten (Annales de Chimie et de physique 3. Série Bd. 57 und Comptes rend. Bd. 92. 1881. 1 Semestre. S. 350) glaube ich eine nicht unwesentliche Berichtigung geben zu können.

Nach den durch die Kundt'sche Untersuchungsmethode erhaltenen Resultaten muss man sich zunächst sehr wundern, dass die genannten Forscher behaupten, nur an den beiden Polen fände Elektricitätsentwickelung statt und an den Seiten nicht. Leicht erklärlich wird jedoch dieser Irrthum, wenn man bedenkt, dass sie, in einer nach zwei Richtungen falschen Grundauffassung befangen, glaubten, die auf ihre Elektrometer wirkende Elektricität sei nach diesen hingeleitete freie Elektricität; sodann aber, es gäbe wohl in der Mitte des Krystalls auch Elektricität, diese aber sei gebundene, die nach aussen nicht wirken könne.

Hätten sie erkannt, dass die bei ihren Untersuchungsmethoden wirkende Elektricität zum weitaus grössten Theil Influenzelektricität II. Art ist, sowie, dass es in ihrem Sinne — wenn anders die Riess'sche Auffassung die richtige ist — keine gebundene Elektricität giebt, so würden sie zu einem solchen Ausspruch bezüglich der Seitenflächen nicht gekommen sein. Sie würden aber trotzdem höchst wahrscheinlich die Elektricität der Seitenflächen beobachtet haben, wenn sie kürzere Zuleitungen zum Elektroskop bezw. Elektrometer verwandt hätten.

Ihre irrthümliche Auffassung des Zustandes der Seitenflächen folgern die Herrn Curie aus einem Versuche, bei welchem sie die beiden Endflächen eines elektrisch erregten langen

Digitized by Google

Turmalins mit 2 Stanniolblättchen, die beide mit der Erde leitend verbunden waren, bedeckt hatten. Mit Hülfe eines mit dem Elektrometer in Verbindung stehenden Metallringes konnten sie dann, selbst wenn dieser Ring sich nahe an den Enden des Krystalls befand, keine Elektricität auf den Seiten nachweisen. — Die auf den Endflächen des Turmalins entwickelte Elektricitätsmenge fanden sie dagegen immer gleich gross, mochten die Seiten durch ein abgeleitetes Stanniolblättchen bedeckt sein oder nicht.

Zur Wiederholung dieser Versuche liess ich zwei an die beiden Enden des Krystalles No. 35, Taf. XXVI Fig. 35, geklebte Stanniolblättchen nach einer der Seitenflächen etwas überstehen und bestäubte den Krystall, während er mit dieser Fläche auf einer mit der Gasleitung in leitender Verbindung stehenden $1\frac{1}{2}$ mm. dicken und 15 cm. breiten quadratischen Kupferplatte lag. Es zeigten sich (siehe Fig. 35 E) auch nur geringe Spuren von + und — Spannung, da wo diese Spannungen sich früher gezeigt hatten. Als derselbe Krystall dann, mit einer Seitenfläche ebenfalls auf der Kupferplatte liegend, aber ohne die beiden Stanniolblättchen bestäubt wurde, waren die elektrischen Spannungen an den Enden, sowie auf den freiliegenden Seitenflächen nach Stärke und Ausbreitung im Vergleich zu ihrem normalen Verhalten unverändert.

Der aus solchen Beobachtungen auf einen elektrisch wirkungslosen Zustand der Seitenflächen gezogene Schluss beruht meiner Ansicht nach auf der Nichtbeachtung der in den beiden Stanniolblättchen durch die ihnen näher liegenden, mit dem betreffenden Pole im Zeichen übereinstimmenden Molekularpole angehäuften Influenzelektricität I. Art, die von beiden Enden aus in entgegengesetztem Sinne thätig ist und so die Seiten unelektrisch erscheinen lässt. — Steht der Krystall aber an einer Seitenfläche durch einen guten Leiter mit der Erde in Verbindung, so ist die im Leiter hervorgerufene Anhäufung von Influenzelektricität sehr erheblich geringer als beim vorigen Versuche, so dass dieselbe die elektrische Vertheilung des Krystalls nahezu unverändert lässt.

Gaugain, der beide Enden des zu untersuchenden Krystalls mit je einem Kupfer- oder Platindrahte, von denen der

Digitized by Google

eine mit der Erde, der andere durch einen dicken und ziemlich langen Metalldraht mit einem Goldblattelektroskop in Verbindung stand, umwickelte — den Abbildungen seiner Abhandlung nach um die Enden der Seitenflächen — sagt ganz richtig, dass hierdurch die Elektricität des auf das Elektroskop wirkenden Endes verstärkt würde. Eine Erklärung dieser Erscheinung, die nach der oben von mir entwickelten Grundauffassung leicht ist, vermag GAUGAIN nicht zu geben; sodann ist aber GAUGAIN's Ausspruch keineswegs so allgemein giltig, indem der Grad der Verstärkung sehr abhängig ist von der Gestalt der Krystalle, von der Masse und Form der Ableitung nach der Erde, sowie von der Lage der Berührungsstelle derselben am Krystall. Nehmen wir an, der ableitende Draht befinde sich dicht am analogen Pole, so müssen nach meiner Auffassung die analogen Pole der vom Drahte aus nach dem antilogen Pol hin gelegenen Moleküle stärker vertheilend auf den Draht einwirken als die antilogen Pole derselben Moleküle, und es wird sich in den dem Krystalle benachbarten Theilen des Drahtes positive Influenzelektricität I. Art ansammeln, welche die am antilogen Pole wirkende positive Gesamtresultirende — jedoch wie leicht erklärlich nach den von mir schon bezeichneten bestimmenden Einflüssen in mehr oder weniger hohem Grade — verstärkt. Der Einfluss dieser positiven Influenzelektricität I. Art auf die Seitenflächen kann sogar so weit gehen, dass dieselben ihrer ganzen Ausdehnung nach positiv elektrische Spannung zeigen.

Wurde der Krystall No. 35, dessen Länge 24 mm. beträgt und der gewöhnlich die negative Elektricität in geringerer Ausdehnung als die positive gezeigt hatte, etwa 3 mm. vom analogen Pole entfernt mit einem $\frac{1}{3}$—$\frac{1}{2}$ mm. dicken, mit der Gasleitung in Verbindung stehenden Kupferdrahte umwickelt (siehe Taf. XXVI Fig. 35 B), so wurde während der Abkühlung der Draht von beiden Seiten entgegengesetzt aber ungleich stark influenzirt und die in ihm entstehende überschüssige + Influenzelektricität I. Art reichte nur hin, um auf den Seitenflächen keine negative Spannung auftreten zu lassen; die + Spannung, sowie die negative Spannung auf einer durch Zerschneiden des Krystalls senkrecht zur Hauptaxe entstandenen Basisebene blieben jedoch in Stärke und Aus-

Digitized by Google

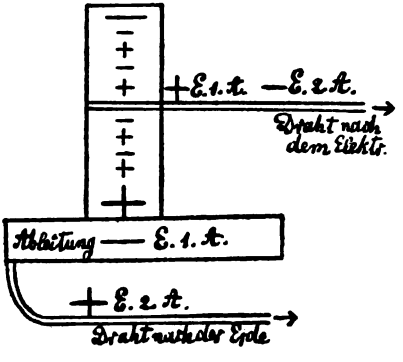
dehnung fast unverändert. — Als aber derselbe Krystall während der Abkühlung mit der soeben erwähnten Ebene auf die schon näher beschriebene Kupferplatte gestellt wurde, so fand sich am antilogen Ende und über die Seitenflächen fast in ihrer ganzen Ausdehnung ungefähr gleich starke positive Spannung. Bei länger dauernder Bestäubung trat auch auf dem neutralen Streifen positive Spannung auf. (Taf. XXVI Fig. 35 C.) Der 7 cm. lange, vom analogen Pol bis über die Mitte dickere, an dem antilogen Pole etwas verjüngte Krystall No. 38 (Taf. XXVII Fig. 38 A u. B), welcher gewöhnlich die positive Elektricität etwas weiter als die negative zeigte, mit dem antilogen Pole in ein Kästchen mit Kupferfeilicht, welches auf der beim vorigen Versuche benutzten Kupferplatte stand, eingedrückt, zeigte auf den ganzen Seitenflächen negative Spannung; jedoch an den beiden Enden stärker als in der Mitte. Nur die Stelle zwischen der Mitte und dem antilogen Pole, an welcher der Krystall durch Wiederholung einzelner Rhomboëderflächen treppenförmig einspringende Winkel besitzt, die in der positiven Hälfte des Krystalls gelegen, für gewöhnlich starke positive Spannung gezeigt hatte, behielt diese auch jetzt schwach.

Man erkennt hieraus den Einfluss der äusseren Gestalt des Krystalles und denjenigen der Ableitung; diese drei Versuche sind aber auch, da man eine solche zusammenhängende gleichmässige Ausbreitung der positiven bezw. negativen Spannung über die Seitenflächen hin unmöglich sich erklären kann, wenn man, wie die Herrn Curie und Gaugain nur an den Enden freie, d. h. nach aussen wirkungsfähige Elektricität annimmt, eine wichtige Stütze für meine Auffassung. Aus dieser und den geschilderten Versuchen ergiebt sich auch leicht die von Gaugain ohne Erklärung angeführte Thatsache, dass ein Turmalin, der mit einem nach dem Elektroskop gehenden Draht in der Mitte umwickelt war, keine Elektricität zeigte, dass er aber, je nachdem man das eine oder das andere Ende mit dem Finger ableitend berührte, bald positive, bald negative Elektricität entwickelte.

Die Herrn Curie sagen, bei diesem Versuche Gaugain's lade die am isolirten Ende entstehende Elektricität die dortige äusserste Schicht des Krystalls und diese Schicht spiele die

Digitized by Google

Rolle der Belegung eines Kondensators, dessen isolirende Platte der Krystall sei. Die Elektricität gleichen Namens, wie die des isolirten Endes entferne sich durch den Draht; Elektricität entgegengesetzten Namens sei angezogen uud gebunden, was sich leicht zeigen lasse. Es genüge hierzu, nach der Entladung des Platindrahtes und nachdem man ihn wieder mit dem Elektrometer verbunden, die bis dahin isolirt gebliebene Basis zu entladen; die gebunden gewesene Elektricität des entgegengesetzen Namens gäbe dann durch den Platindraht hindurch einen Ausschlag. — Die Annahme einer so beträchtlichen Ladung der äussersten Schicht des nicht abgeleiteten Endes des Krystalls ist meiner Ansicht nach eine verkehrte und ich muss im Gegentheil die im Draht erregte Vertheilung der Einwirkung der durch das abgeleitete Ende bezw. durch die demselben zugewandten gleichnamigen Molekularpole in der Ableitung hervorgerufenen Influenzelektricität I. Art zuschreiben. — Es würde hier zu weit führen, auf die von Gaugain aufgestellten allgemeinen Gesetze, die auch zum Theil zu berichtigen sind, einzugehen; ich möchte nur noch darauf hinweisen, dass die Herrn C. Friedel und J. Curie auch die irrige Behauptung aufstellten, — wie ihnen von Herrn Hankel nachgewiesen ist (Wiedemann's Ann. Neue Folge Bd. XIX) — dass auf der Oberfläche eines regelmässig erkaltenden Bergkrystalls elektrische Spannungen theoretisch nicht zu erwarten wären und auch thatsächlich sich nicht zeigten.



Erwähnt sei zum Schluss, dass die positive und negative Spannung auf den Seitenflächen nicht nur — wie zu erwarten war — in nach der Mitte zu abnehmender Stärke gefunden wurden, sondern dass auch in manchen Fällen auf Linien senkrecht zur Hauptaxe innerhalb dieser beiden Zonen, je nach der Beschaffenheit der Krystalle, die Stärke der Elektricität in bis zu 0 abnehmendem Grade wechselte.

Digitized by Google

Erscheinungen, die auf Durchwachsungen von Krystallen bezw. Molekülreihen mit entgegengesetzt gerichteten Polen schliessen lassen, sind mir nur an zwei später noch erwähnten Exemplaren vorgekommen. Es fanden sich wohl bei manchen Krystallen — besonders als ich noch weniger geübt im Bestäuben war — mehr oder weniger regelmässig wiederkehrende, kleinere gelbe Stellen in die negativ rothen Endflächen und umgekehrt kleinere rothe Stellen in die positiv gelben Endflächen eingestreut; ich glaube indess, dass diese Erscheinungen meist nur Stellen schwächerer Erregung anzeigen, auf welche von den stärker erregten Stellen der Fläche mechanisch hingeflogenes Pulver von gleicher elektrischer Erregung abgestossen wurde.

In Übereinstimmung mit Riess und G. Rose waren auch bei meinen Untersuchungen die undurchsichtigen schwarzen Krystalle meist sehr schwach elektrisch und am stärksten die heller gefärbten reinen und durchsichtigen Exemplare. Bezüglich der wasserhellen muss jedoch in dieser Hinsicht, wie wir später bei den Krystallen von Elba sehen werden, eine Ausnahme gemacht werden. — Es ist nicht unmöglich, dass die geringe Erregbarkeit der schwarzen Krystalle mit ihrem verhältnissmässig starken Eisengehalt zusammenhängt.

Merkwürdiger Weise erkannte ich als Ausnahmen von der Rose'schen Regel, die nur durch die Annahme eines ungewöhnlichen dreiseitigen Prismas der Regel einzureihen sind, gerade 2 Krystalle vom Ural, also desjenigen Fundortes, an dessen Krystallen G. Rose das Gesetz zuerst auffand und ohne Ausnahme bestätigt sah.

Bevor ich nun zu der Untersuchung der einzelnen Krystalle übergehe, fühle ich mich gedrungen, Herrn Professor Dr. Bücking in Strassburg, der mir durch gütige Überlassung sämmtlicher untersuchten Krystalle die Ausführung meiner Untersuchungen ermöglichte, meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

Digitized by Google

IV. Specieller Theil.

Als Eintheilungsprincip für diesen Abschnitt die Stärke und Regelmässigkeit der elektrischen Vertheilung zu Grunde legend, werde ich zunächst die keine oder nur schwache Thermoelektricität zeigenden Krystalle besprechen, sodann diejenigen mit meist starker aber unregelmässiger Vertheilung und zuletzt solche, welche in der weitaus überwiegenden Anzahl eine ganz bestimmte Vertheilung gezeigt haben.

1. Krystalle mit meist schwacher Thermoelektricität.

Turmalin von Andreasberg.

Die 5 mir zur Verfügung stehenden Krystalle dieses Fundortes erwiesen sich wiederholt als unelektrisch, auch nachdem sie vor den Bestäubungsversuchen mit Wasser oder Spiritus gewaschen und zur Austrocknung mehrere Minuten auf der Temperatur von 123° gehalten worden waren — ein Verfahren, durch welches Gaugain von vorher nicht elektrischen Krystallen elektrische Wirkungen erzielt hat.

Nimmt man für diese Krystalle die beiden Pole nach den von Riess und Rose an den Krystallen von Andreasberg erhaltenen Resultate an, so überwiegt das ungewöhnliche dreiseitige Prisma an zwei derselben über das gewöhnliche, an drei derselben aber tritt das ungewöhnliche dreiseitige Prisma neben dem sechsseitigen allein auf.

Sämmtliche Exemplare waren löcherig, schwarz gefärbt und undurchsichtig; Quarzmassen fanden sich an ihnen, sei es als Einsprenglinge, sei es als aufgewachsene kleinere Krystalle.

Turmalin von Haddam.

Auch diese Krystalle sind schwarz und undurchsichtig und kommen in Begleitung von aufgewachsenen Quarzmassen vor. Die an mehreren derselben vorhandenen Einsprenglinge scheinen ebenfalls Quarz zu sein. Ihre Krystallform ist an den Enden der Hauptaxe dieselbe, wie diejenige der Krystalle von Andreasberg, indem wie bei jenen an ihrem analogen Pole das Hauptrhomboëder R ($10\bar{1}1$) mit 133° 20′ Polkantenwinkel, und das erste stumpfere Rhomboëder $-\frac{1}{2}R$ ($01\bar{1}2$), an dem antilogen Pole aber R und das erste spitzere Rhomboëder

Digitized by Google

—2R (02$\bar{2}$1) auftreten; an den Seiten herrscht jedoch das gewöhnliche dreiseitige Prisma ∞R dem ungewöhnlichen gegenüber im ganzen etwas vor, obwohl an einem Krystall ersteres gar nicht vorkommt. Dieser Krystall und noch ein anderer waren unelektrisch, bei den 4 andern war die Erregung recht schwach; ich glaube jedoch auf denjenigen Seitenflächen, die eine ziemlich deutliche Vertheilung zeigten, eine etwas grössere Ausdehnung der positiven Spannung festgestellt zu haben.

Turmalin von Pierpoint (New-York).

Die Flächen des von mir untersuchten Krystalles dieses Fundortes (R, —$\frac{1}{2}$R an dem einen; R, —2R und ein Skalenoëder + mRn an dem andern Pole; an den Seiten das sechsseitige Prisma, das gewöhnliche dreiseitige Prisma mit einer Fläche und das ungewöhnliche mit 3 breiten Flächen ausgebildet) sind alle stark glänzend und abgesehen von den Verletzungen, Einsenkungen und Löchern sehr glatt. In einigen der letzteren sitzen Quarzkörnchen. Der Krystall ist kein Isolator der Elektricität und zeigte sich wiederholt unelektrisch; auch nach dem Waschen mit Spiritus und Wasser.

Turmalin von Reichenstein in Schlesien.

Von diesem Fundorte stand mir nur ein Krystall zur Verfügung, und dieser war der angewandten Untersuchungsmethode gegenüber unelektrisch. Seine äussere Farbe ist grauschwarz, mit röthlichen grossen Flecken; an einzelnen Flecken ist er braungelb durchscheinend. Der von Glimmer stark durchsetzte und an den Seiten zum Theil überzogene Krystall ist nur an einem Ende ausgebildet und zwar mit R, —$\frac{1}{2}$R und der Basis. Die Seitenflächen sind eine Kombination des sechsseitigen Prismas mit dem gewöhnlichen und dem ungewöhnlichen dreiseitigen Prisma, welch letztere beide ziemlich gleich stark auftreten.

Turmalin vom Hörlberg bei Lam in Bayern.

Die 3 untersuchten grauschwarzen undurchsichtigen Krystalle vom Hörlberg waren am antilogen Pole aufgewachsen und sind Kombinationen der beiden sechsseitigen Prismen mit R, —$\frac{1}{2}$R und der Basis 0R. Ihre elektrische Erregung

Digitized by Google

wird offenbar durch eingewachsene Glimmerstückchen und durch Sprünge sehr beeinträchtigt, so dass eine Absonderung der beiden Pulver nur auf den Endflächen und an einzelnen Seitenflächen zu beobachten ist.

Krystall No. 1, Taf. XXIV Fig. 1.

Dieser etwa 15 mm. lange, sehr dicke Krystall sieht in Folge starker Streifung und Abrundung der Seitenflächen fast cylindrisch aus. Überall zeigen sich Sprünge; diejenigen auf den Seitenflächen, in denen Glimmer sitzt, laufen nahezu senkrecht zur Hauptaxe. Auf der Bruchfläche g_1 des antilogen Poles befinden sich zahlreiche scharfe Kanten, die schwarz und glänzend erscheinen, während die zwischenliegenden Thäler graubraun gefärbt sind und matter aussehen. Diese Erhöhungen nehmen bei der Bestäubung nur Schwefel auf, in den Vertiefungen fand sich jedoch Mennige, unregelmässig vertheilt und in viel geringerer Stärke. Auf den Krystallflächen des analogen Endes g_2 setzt sich die Mennige nur an den etwas Glanz besitzenden dunkleren Stellen ab, nie an den grauen, auf denen im Gegentheil Schwefel in verhältnissmässig grösserer Menge als Mennige auf g_1 und in verästelten Figuren auftritt.

Von meiner wegen der grossen Menge von Schwefel auf g_2 anfangs gehegten Vermuthung, die Einsprenglinge des Krystalles seien wohl positiv elektrisch erregt, kam ich später wieder ab, und ich halte jetzt für wahrscheinlicher, dass von den stark erregten reinen Partien der Endflächen g_1 und g_2 die mechanisch auf dieselben mit hingeflogenen, mit jenen Partien gleichnamig erregten Pulver nach den zwischenliegenden unelektrischen Stellen der Endflächen abgestossen wurden. Die Erregung war auf den schon erwähnten zerstreut liegenden glänzenderen Punkten von g_1 und g_2, besonders aber auf g_2, recht stark.

Krystall No. 2, Taf. XXIV Fig. 2.

Der in Farbe und Krystallform mit Krystall No. 1 übereinstimmende 10—15 mm. lange und ebenso dicke Krystall hat auch an g_1 Krystallflächen, die jedoch nur in schwer zu bestimmenden Bruchstücken vorhanden sind. Ausser eingesprengtem Glimmer befindet sich auf der letztgenannten Fläche in der Mitte ein grösseres Quarzstück; g_2 jedoch und die nach

Digitized by Google

dort hingelegene Hälfte der Seitenflächen — besonders die eine Vertheilung der Pulver zeigenden — erscheinen reiner als diejenigen des Krystalls No. 1 und auch fast frei von Sprüngen. Die beschädigten Stellen, sowie die Bruchfläche, haben splitterigen Bruch. Die bei den 3 ausgeführten Bestäubungen regelmässig wiederkehrende Ablagerung von Schwefel auf 2 Flächen von $-\frac{1}{2}R$ ist in Anbetracht der nur schwachen Erregung des Krystalles vielleicht auf eine dort eingelagerte grössere Partie zurückzuführen, deren Molekularpole gerade umgekehrt liegen, wie diejenigen der homogenen Hauptmasse.

Turmalin von Snarum.

Von den 12 untersuchten Krystallen dieses Fundortes zeigten nur 2 elektrische Spannungen; diese unterscheiden sich aber auch wesentlich in der Krystallform und in der Zusammensetzung von den übrigen. Bei den meisten der unelektrischen Krystalle fanden sich R und $-2R$ an dem ausgebildeten Ende, bei 4 derselben $-2R$ allein; nur 2 trugen an dem ausgebildeten Ende R und $-\frac{1}{2}R$. Dieselben sind schwarz, undurchsichtig und auf den Flächen glänzend. In den senkrecht zur Hauptaxe oder in spitzen Winkeln zu derselben verlaufenden ziemlich zahlreichen Sprüngen, wo die Krystallmasse grünlichbraun schillert, sitzen zuweilen Einsprenglinge von Quarz. Der Bruch dieser Krystalle ist splitterig und uneben, mit abwechselnden matten und glänzenden Stellen, während der Bruch der untersuchten stark elektrischen Turmaline muschelig, glatt und gewöhnlich gleichmässig glänzend ist. Alle Exemplare dieser Gruppe waren keine Isolatoren und blieben unelektrisch auch nach dem Waschen mit Spiritus oder Wasser. Ein Krystall, der vorher schon ohne Erfolg mit Schellack überzogen bestäubt worden war, zeigte selbst dann keine Vertheilung, als er während der Abkühlung mit einem Ende in ein mit Kupferfeilicht gefülltes und auf die schon erwähnte abgeleitete Kupferplatte gestelltes kupfernes Kästchen getaucht wurde. Von den beiden elektrischen Krystallen verdient der schon früher unter der folgenden Nummer erwähnte eine besondere Berücksichtigung.

Digitized by Google

Krystall No. 3, Taf. XXIV Fig. 3.

Dieser Krystall ist 25 mm. lang und 20—26 mm. dick und seine Farbe ist schwarz. An dem nur allein ausgebildeten analogen Pole ist das Hauptrhomboëder vorhanden, und dieses ist auf die Flächen des dreiseitigen, mit dem sechsseitigen in Kombination vorkommenden Prisma aufgesetzt. Nur auf einigen, auf einem aufgewachsenen kleineren Krystalle, sowie in dessen Nähe gelegenen Stellen ist der Krystall braun durchscheinend. G_1 erscheint nicht verunreinigt; auf G_2, sowie auf den Seitenflächen tritt jedoch eingesprengter Glimmer, und zwar auf mehreren der letzteren in zunehmendem Grade nach G_2 hin, zu Tage. Dementsprechend glänzt G_1 am gleichmässigsten und ziemlich stark, die Seiten und G_2 glänzen jedoch nur an den nicht verunreinigten Stellen, und zwar letztere dort nur mässig stark. Eine Erklärung der sehr auffallenden elektrischen Vertheilung dieses Krystalles, die mit ziemlich starker Erregung — insbesondere auf G_1 — verbunden ist, wurde schon früher gegeben.

Der andere ebenfalls elektrische Krystall dieses Fundortes, der mehr gleichmässig verunreinigt schien, zeigte die positive Spannung etwas weiter als die negative.

2. Krystalle mit meist starker aber unregelmässiger Vertheilung.

Turmalin vom Gouverneur (New-York).

In der hyacinthrothen Masse der Krystalle wechseln helle und dunkle Partien; der eine wird nach dem antilogen Pol hin trüber. Die Flächen der 3 bestäubten Exemplare habe ich nicht näher bestimmt, auch wurden dieselben nicht so oft untersucht, wie die andern Krystalle, weil mit Rücksicht auf ihre rissige Beschaffenheit ein vorsichtiges Erwärmen nothwendig war und ein öfteres Wiederholen des Versuches leicht ein Zerfallen der Krystalle hätte zur Folge haben können. Den an den übrigen Krystallen gemachten Erfahrungen gemäss kann ich jedoch annehmen, dass wiederholte Versuche stets dieselbe elektrische Vertheilung geliefert hätten.

Die positive Elektricität tritt, wie es ja ganz allgemein die Regel zu sein scheint, an dem spitzer gestalteten Pole auf und herrscht bei allen — am stärksten, auf dem die wenig-

Digitized by Google

sten Sprünge zeigenden Krystalle — vor. Ihre Erregung ist ziemlich stark.

Turmalin von Campo longo, Tessin.

Krystalle No. 4 A u. B, Taf. XXIV Fig. 4 A u. B.

Zwei hell-apfelgrüne, sehr vollkommen wie Modelle ausgebildete Krystalle, die beide am antilogen Pole von —2R (an dem einen auch R einmal ganz klein) und an den Seiten nur vom sechsseitigen Prisma begrenzt werden. Am analogen Ende hat A die Basis, B dagegen eine Bruchfläche. Die beiden soeben genannten Flächen sind matt, während die Seitenflächen, die Stellen ausgenommen, wo auf A ein weisslicher Überzug sitzt, ziemlich stark glänzen. Der etwas weiter negativ elektrisch werdende Krystall A ist am analogen Ende ziemlich trüb und wird dann nach oben allmählich klarer; B ist durch die ganze Masse viel klarer als A. Die Krystalle werden nur mässig stark elektrisch; bei A zeigt sich die negative Spannung auf g_1 fast nur an den Kanten.

Turmalin aus dem Ural.

Von den 5 hierher gehörigen Krystallen sind zwei an beiden Enden von Bruchflächen begrenzt, bei einem der drei andern wurde der allein ausgebildete analoge Pol von R und $-\frac{1}{2}$R begrenzt; die zwei letzten dagegen waren nur am antilogen Pole, und zwar mit R und —2R ausgebildet. Das Hauptrhomboëder R war bei letzteren auf die Flächen des dreiseitigen Prismas aufgesetzt, so dass die beiden Krystalle also eine Ausnahme von der Rose'schen Regel bilden, falls man nicht das auftretende dreiseitige Prisma als das ungewöhnliche auffasst.

Drei der Krystalle vom Ural erscheinen auch im reflektirten Lichte mehr oder weniger rubinroth und sind durchscheinend bis durchsichtig, 2 sind nur an einzelnen Stellen der Kanten roth durchscheinend, im auffallenden Lichte dagegen schwarz. Von letzteren wird der eine, ein 48 mm. langer und $2\frac{1}{2}$ mm. dicker, an keinem Ende ausgebildeter Krystall so schwach erregt, dass die Lage der Pole sich schwer feststellen liess, der andere, welcher 20 mm. lang und $2\frac{1}{2}$ mm. dick ist und am analogen Pole R und $-\frac{1}{2}$R trägt, zeigt die

Digitized by Google

beiden Spannungen nahezu bis zur Mitte, etwa gleich weit, jedoch sehr schwach.

Die beiden als merkwürdig in Bezug auf die Rose'sche Regel schon erwähnten Krystalle sind kurz und dick und werden von dem dunkelrothen antilogen Pole aus allmählich heller roth. Der von Sprüngen durchzogene und stellenweise trübe dieser Krystalle (Taf. XXIV Fig. 5) zeigt die positive Spannung auf den Seiten nur in sehr geringer Ausdehnung, die negative dagegen sehr weit; bei dem klaren und von Sprüngen freien überwiegt die positive Spannung. — Es bleibt noch der dünnste und am schönsten dunkelroth gleichmässig durchsichtige Krystall zu besprechen, der an keinem Ende ausgebildet, 15—16 mm. lang und 1½ mm. dick ist (Taf. XVIV Fig. 6). Bei ihm erstrecken sich die positive und negative Spannung ungefähr im Verhältnisse 3 : 2. Die 3 zuletzt betrachteten Krystalle sind sämmtlich stark elektrisch.

Turmalin von der Insel Hull.

Krystall No. 7, Taf. XXIV Fig 7.

Der untersuchte grauschwarze, undurchsichtige Krystall dieses Fundortes ist nur an dem antilogen Pole ausgebildet, und es finden sich dort R, auf die Kanten des dreiseitigen Prismas aufgesetzt, und —2R; die sehr stark gereiften Seitenflächen sind eine Kombination des dreiseitigen und des sechsseitigen Prismas.

Die am analogen Pole vorhandene Bruchfläche hat muscheligen Bruch und ist nur fleckenweise glänzend; an den matten Stellen sind ein graues Mineral und Glimmerpartikelchen sichtbar. Aufgewachsener Glimmer sitzt unten an der Kante (a, b); im übrigen erscheinen jedoch die Seiten und auch g_2 nicht verunreinigt. Die Rhomboëderflächen sind ziemlich glänzend, die Seitenflächen etwas weniger.

Bezüglich der nur mässig starken elektrischen Erregung dieses Krystalles, die sich nur auf G_2 gleichmässig über die ganze Fläche ausbreitet, verdient hervorgehoben zu werden, dass die Ausdehnung der negativen Spannung auf den Seiten zu der Stärke dieser Spannung auf G_1 in umgekehrtem Verhältnisse steht.

Digitized by Google

Turmalin von Elba.

Die von mir untersuchten 37 Krystalle von Elba sind mit nur 2 Ausnahmen sämmtlich am antilogen Pole aufgewachsen gewesen und tragen am ausgebildeten analogen Pole zum Theil das Hauptrhomboëder, auf die Flächen des dreiseitigen Prismas aufgesetzt, allein, zum Theil das Hauptrhomboëder mit —2R oder der Basis. In der die stets gestreiften, aber immer glänzenden Seitenflächen bildenden Kombination des drei- und sechsseitigen Prismas herrscht letzteres stark vor. Das Hauptrhomboëder R ist stets glänzend, —2R dagegen matt. G_1 hat meist muscheligen Bruch und ist sehr selten matt.

Die mit wenigen Ausnahmen recht stark elektrisch werdenden Krystalle dieses Fundortes zerfallen nach ihrer Färbung und äusseren Form in folgende Gruppen:

A. Krystalle, an deren analogen Pole R allein oder doch —2R gegenüber stark vorherrschend sich vorfindet — nur 2 der 13 Krystalle sind an keinem Ende ausgebildet — und welche ausserdem alle durch eine von diesem Pole mehr oder weniger weit, meist aber nur ganz oberflächlich sich erstreckende schwarze Zone charakterisirt sind. Es folgt dann eine durchsichtige, bei 6 Krystallen bräunlich-gelbe, bei 4 Krystallen grünlich gefärbte und bei 3 Krystallen wasserhelle Zone, die zuletzt bei 3 längeren Krystallen am antilogen Pole in eine schwarze Zone übergeht. Diese schwarze Zone erhält jedoch ihre Färbung nur durch einen von derselben Krystallmasse, aus welcher die durchsichtige Zone besteht, überzogenen schwarzen Kern, während die am analogen Pole auftretende schwarze Zone durchaus schwarz erscheint. Der kürzeste nur 4 mm. lange Krystall dieser Gruppe besteht — bis auf einen linienförmigen helleren Ring dicht am analogen Ende — ganz aus gleichmässig tiefschwarzer undurchsichtiger Masse und scheint der homogenste sämmtlicher Krystalle von Elba zu sein. Er zeigt, wie ich hier gleich bemerken will, da er später nicht näher besprochen wird, die positive Spannung beträchtlich weiter als die negative.

Die Länge der Krystalle schwankt zwischen 4 und 25 mm., die Dicke zwischen $1\frac{3}{4}$ und 7 mm.

Was nun die elektrische Vertheilung auf den Krystallen

Digitized by Google

dieser ersten Gruppe betrifft, so wird dieselbe hauptsächlich bedingt durch die Stärke der Erregung der helleren Zone an sich, sowie durch die Lage der Trübungen und Sprünge in derselben, so dass an einigen Krystallen je nach den einzelnen Seitenflächen, oder je nach einzelnen Streifen dieser Flächen die positive oder negative Spannung vorherrscht. Im allgemeinen überwiegt aber ein wenig die erstere; am meisten bei den verhältnissmässig gleichmässig gefärbten und klaren Krystallen. Ausser dem hierher gehörigen, schon „im allgemeinen Theil" besprochenen Krystalle No. 12, Taf. XXIV Fig. 12, führe ich als Beispiele noch folgende an:

a. Krystalle, bei denen die negative Spannung überwiegt.

Krystall No. 8, Taf. XXIV Fig. 8.

Der Krystall No. 8 ist 11—12 mm. lang, 2 mm. dick und trägt am analogen Pole das Hauptrhomboëder. Die an diesem Pole beginnende tiefschwarze Zone erstreckt sich 5 mm. weit und ist gegen die dann folgende weisse, sehr klare und reine Partie scharf abgesetzt. Die etwas vorwiegende, aber nur wenig über die schwarze Zone hinaus reichende Ausdehnung der negativen Spannung lässt auf eine nicht viel stärkere elektrische Erregung der weissen Masse, im Verhältniss zu der schwarzen, schliessen.

Krystall No. 9, Taf. XXIV Fig. 9.

Der an keinem Ende ausgebildete Krystall No. 9 war anfangs 15⅛—17 mm. lang und 2—3¾ mm. dick. Vom analogen Pole aus erstreckt sich 5⅛—7 mm. weit eine schwärzliche, aber ziemlich durchsichtige Zone, in deren Mitte ungefähr 2 Sprünge sich befinden, die auf b am tiefsten gehen; dann folgte die grüne und sehr schön klar durchsichtige grössere Hälfte, von einem tiefen Quersprunge in 4 mm. Entfernung von der schwärzlichen Zone durchsetzt.

Die in Fig. 9 A veranschaulichte elektrische Vertheilung zeigt zwischen der ziemlich starken negativen Endzone und einer auf der Grenze der beiden verschiedenen Färbungen beginnenden, und nach dem antilogen Pole sich erstreckenden schwächeren zweiten negativen Zone ein eingestreutes Band mit positiver Spannung, das auf b am stärksten auftrat. Die-

Digitized by Google

ses Band wird wohl durch die schon erwähnten Sprünge veranlasst sein; die zweite schwächere negative Zone entstand aber, wie weitere Versuche lehrten, durch die Einwirkung der etwa 5 mm. von ihr nach dem antilogen Pole entfernt gelegenen Schichten der grünen Zone. Um letzteres festzustellen, wurde zunächst am antilogen Pole ein etwas über 2 mm. langes Stück abgebrochen und der Krystall dann bei 113°, 90° und 58° bestäubt. Es zeigten sich jedesmal die in Fig. 9 B dargestellten Spannungen, bei denen nur der Abstand der positiven Endzone und der zweiten negativen Zone gegen früher sich verändert, und zwar vermindert hatte.

Nach dem Abbrechen eines weiteren, an a $1\frac{1}{4}$ mm., an b $2\frac{1}{2}$ mm. langen Stückes vom antilogen Pole verringerte sich auf der Seite b, wo am meisten abgebrochen (siehe Fig. 9 C), die negative Mittelzone, auf a dagegen nicht; das Umgekehrte fand dagegen für die positive Spannung auf b statt. Erst als noch ein weiteres $1\frac{1}{4}$—$1\frac{3}{4}$ mm. langes Stück am antilogen Pole abgeschlagen worden war, wurde auf b (siehe Fig. D) die negative Mittelzone durch positive Spannung ersetzt, während auf a an ihrer Stelle Mennige und Schwefel gemischt sich ablagerten. Die Länge des Krystalls betrug jetzt an b nur noch etwas über 9 mm. Aus diesem Verschwinden der negativen Mittelzone bei der zuletzt erwähnten Bestäubung dürfte sich ergeben, dass für den betreffenden Theil des im Ganzen ziemlich starke Erregung zeigenden Krystalls nur die etwa 4—5 mm. weit in der Richtung der Hauptaxe nach dem antilogen Pol hin gelegenen Moleküle auf die Vertheilung des Pulvergemisches von bestimmendem Einflusse waren. Das gleichzeitig mit dem Verschwinden der früheren Spannung an derselben Stelle erfolgende Auftreten der entgegengesetzten Spannung lässt sich mit Hülfe der schon durch andere Erscheinungen begründeten Annahme einer besseren Übertragung der elektrischen Schwingungen nach dem antilogen Pole hin leicht erklären; nicht so leicht durch die Voraussetzung einer beträchtlich stärkeren Erregung des Endstückes der dunkleren Zone, weil man hiermit im Widerspruch steht gegen die bis jetzt gültigen Ansichten über den Einfluss der geringeren Durchsichtigkeit auf die Stärke der Erregung. Auf c lag der Krystall gewöhnlich bei der Bestäubung auf.

Digitized by Google

Krystall No. 10, Taf. XXIV Fig. 10.

Dieser Krystall ist 9 mm. lang und sein Querschnitt ist ein Dreieck mit $1\frac{1}{2}$, $1\frac{1}{2}$ und 2 mm. langen Seiten. Die nach dem analogen Pole hin gelegene Hälfte sowie das erste Drittel am antilogen Pole sind schwärzlich gefärbt, wie die beim Krystall No. 10 besprochene Zone, nur noch etwas dunkler. Kleinere, nicht ganz durchgehende Sprünge finden sich in diesen Zonen, und zwar besonders in der längeren derselben. Der in der Mitte noch bleibende grünliche und schön klare Rest ist offenbar für die elektrische Vertheilung ausschlaggebend.

b. Krystalle, bei denen die positive Spannung die grössere Ausdehnung hat.

Krystall No. 11, Taf. XXIV Fig. 11.

Dieser $10\frac{1}{2}$ mm. lange und 4—5 mm. dicke Krystall hat am allein ausgebildeten analogen Pole neben der Basis die Rhomboëder R und $-\frac{1}{2}$R, von denen ersteres stark überwiegt. An diesem Pole befindet sich eine sehr oberflächliche schwarze Zone, dann wird die Färbung gelblich. Die Seiten sind zart gestreift, dabei aber sehr glatt und glänzend. Die vollkommene Durchsichtigkeit des Krystalls wird fast im ganzen letzten, am antilogen Pole gelegenen Drittel durch starke Sprünge sehr gestört; kleinere Sprünge befinden sich aber auch im ersten, am analogen Pole gelegenen Drittel. Die beobachtete grössere Ausdehnung der positiven Spannung schreibe ich den am antilogen Pol befindlichen Sprüngen zu.

Krystall No. 12, Taf. XXIV Fig. 12.

Der Krystall No. 12 ist 25 mm. lang und 7 mm. dick. Der antiloge Pol ist nicht ausgebildet, und am analogen Pole tritt nur das Hauptrhomboëder auf; die Seitenflächen sind ziemlich stark gestreift. Auf die grauschwarze oberste Schicht am analogen Pole folgt zunächst eine kaum 1 mm. lange trübe, graue Zone, und dann ist der Krystall schön klar und durchsichtig grün bis zum Ende des ersten Fünftels. Die dann folgende etwa 5 mm. breite ganz trübe Zone verläuft allmählich mit Sprüngen in die nach dem antilogen Pole wieder klar werdende grüne Masse des Krystalls. Am letzterwähnten

Digitized by Google

Pole befindet sich dann noch eine etwa 5 mm. breite schwarzbraune Zone, die ihre Farbe jedoch nur durch den 1—2 mm. unter der Oberfläche beginnenden dunkeln Kern erhält. Die eigenthümliche Vertheilung dieses Krystalls und ihre Erklärung ist schon unter den allgemeinen Betrachtungen behandelt.

Krystall No. 13, Taf. XXIV Fig. 13.

Der Krystall No. 13 ist 15½ mm. lang, 4 mm. dick und am allein ausgebildeten analogen Pole findet sich nur R. Die von dem genannten Pole aus etwa 4 mm. weit sich erstreckende grün-schwarze Zone ist gegen die dann folgende 5½ mm. lange klare hellgelblich-grüne Partie scharf abgesetzt. Zuletzt folgt noch bis zum analogen Pole eine von Sprüngen durchzogene trübere dunkelgrüne Zone. Die grössere Ausbreitung der positiven Spannung findet leicht ihre Erklärung in der der trüberen Endzone gegenüber überwiegenden Wirkung der mittleren Partie. Die bei drei vorgenommenen Bestäubungen beobachtete Schwefelschicht war im Verhältniss zu der aufgenommenen Mennigeschicht jedesmal auffallend schwach, woraus man schliessen kann, dass die elektrische Erregung der schwarzen Endzone beträchtlich stärker ist als diejenige der von Sprüngen durchzogenen Endzone.

Krystall No. 14, Taf. XXIV Fig. 14.

Die Länge dieses Krystalls beträgt 14 mm., der Querschnitt desselben ist ein Dreieck, dessen convexe Seiten 3 bis 4 mm. lang sind. Die Flächen des Rhomboëders $-\frac{1}{2}R$ sind parallel den Kombinationskanten mit R gestreift und dadurch rauh; ausserdem ist aber auch die Basis schwach ausgebildet. Das analoge Ende ist an c oben und an der Kante (b c) herab verletzt. Nach einer auf die dortige schwarze äusserste Schicht folgenden 2 mm. langen trüberen, sprüngigen Zone ist der Krystall 7 mm. weit mit hellgelblich-brauner Farbe schön klar und durchsichtiger. Am antilogen Ende färbt ein 4½ mm. langer schwarzer Kern den Krystall schwarzbraun. Die elektrische Erregung an den Enden ist mässig stark und diejenige der mittleren Partie jedenfalls stärker, so dass die geringe Ausdehnung der neutralen Zone ihre Erklärung findet; auffallend ist aber die grössere Ausdehnung der positiven Spannung und diese lässt sich nur erklären durch meine Annahme über die

Digitized by Google

Verschiedenheit der Fortpflanzung der elektrischen Schwingungen im Krystall, zumal da die Ausdehnung des Schwefels zunimmt, die der Mennige dagegen nicht, wenn man die Elektricität durch die Spiritusflamme vorher weggenommen hat (Fig. B).

B. 12 Krystalle, an deren meist nur allein ausgebildetem analogen Pole $-\frac{1}{2}R$ dem Hauptrhomboëder gegenüber stark vorherrscht. Der kleinste Krystall allein ist mit dem analogen Pole aufgewachsen gewesen, und dieser trägt am antilogen Pole R und $-2R$; ich reihe ihn in diese Gruppe ein, weil auch er, wie die andern von dem analogen Pole aus zunächst auf eine grössere Ausdehnung hin aus heller, bei den verschiedenen Krystallen mehr oder weniger durchsichtiger Masse besteht und dann am antilogen Pole schwarz gefärbt ist. Beim längsten und einem mittellangen Krystall reducirt sich die charakteristische schwarze Zone am antilogen Pole auf eine oberflächliche dunklere Endschicht. Die schwarze Partie erhält wie bei den Krystallen der Gruppe A ihre Färbung durch einen etwa $\frac{1}{2}$—$\frac{3}{4}$ mm. unter der Oberfläche beginnenden schwarzen Kern. Die Länge der Krystalle variirt zwischen $4\frac{1}{2}$ und 21 mm., die Dicke zwischen 1 und $7\frac{1}{2}$ mm.; die Mehrzahl ist jedoch wenig mehr als 10 mm. lang und 5 bis 7 mm. dick.

Die bei diesen Krystallen vielfach vorherrschende negative Spannung hat ihren Grund in der meist bis zur Mitte oder über dieselbe hinaus sich erstreckenden graugrünen, mit Sprüngen durchsetzten und dadurch weniger stark erregten helleren Zone. Die auf Grund dieser Zusammensetzung ziemlich einfache Verhältnisse darbietenden Krystalle liefern jedoch noch einige interessante Erscheinungen. Zunächst finden sich bei manchen in der erwähnten trüben Zone klare und unverletzte Partieen, und es treten gerade dort bei der Bestäubung neutrale Stellen auf. Sodann aber kam es wiederholt vor, dass die positive Spannung an Ausdehnung gegen sonst erheblich gewann, wenn die Bestäubung nach vorhergehendem Wegnehmen der Elektricität der Oberfläche vorgenommen wurde.

Digitized by Google

a. Krystalle, bei denen die negative Spannung vorwiegt.

Für den schon früher besprochenen, hierher gehörigen

Krystall No. 15, Taf. XXV Fig. 15.

wäre zunächst die Beschreibung der Einzelheiten seiner äusseren Erscheinung hier nachzutragen. Derselbe ist 21 mm. lang, 5 mm. dick und besteht aus 3 verschiedenen Zonen. Die am wenigsten durchsichtige, mit Sprüngen durchsetzte erstreckt sich in bläulich-weisser Färbung vom analogen Pole etwa 5 mm. weit; dann folgt eine ebenfalls 5 mm. lange gelblich-weisse, auch ziemlich viele Sprünge enthaltende, aber etwas besser durchsichtige Zone, und den Schluss bildet die 10 bis 11 mm. lange grünlich-gelbe und, von der durch Sprünge getrübten Kante (b c) abgesehen, ziemlich klare und durchsichtige Hälfte. Bezüglich der elektrischen Vertheilung auf diesem Krystall sei auf das Frühere verwiesen.

Krystall No. 16, Taf. XXV Fig. 16.

Der Krystall No. 16 ist 13½ mm. lang und 7 mm. dick. Etwa 2 mm. vom analogen Pole entfernt, befindet sich in der Mitte der 5¾ mm. langen graugrünen, Sprünge enthaltenden Zone ein mehrere mm. breiter klarer Ring, der besonders auf a nach links, sowie auf c ausgeprägt ist. Wohl in Folge dieses stärker erregten Ringes zeigten sich bei der ohne vorheriges Wegnehmen der Elektricität ausgeführten Bestäubung die in Fig. 16 A. durch schwarze Färbung dargestellten neutralen Flecken. Wurde der Krystall nach vorherigem Wegnehmen der Elektricität der Oberfläche bei derselben Temperatur wie früher bestäubt (Fig. B), so erlangte die positive Spannung auf Kosten der negativen eine grössere Ausdehnung, und zwar dort die grösste, wo früher die neutralen Zonen gewesen.

Krystall No. 17, Taf. XXV Fig. 17.

Die 8 mm. lange grüne Zone dieses 11—13 mm. langen und 6—7 mm. dicken Krystalls unterscheidet sich von derjenigen des vorhergehenden Krystalls ausser durch ihre grössere Länge, auch noch durch ihre gleichmässige Trübung und die von der schwarzen Zone ab in scheinbar zunehmender Stärke bis zum analogen Pole vorhandenen Verletzungen durch Sprünge. Auf c befindet sich eine tiefe, durch einen von den Seitenflächen

Digitized by Google

gebildeten einspringenden Winkel hervorgerufene Furche. Fig. A stellt die bei 35° beobachtete Vertheilung, ohne vorhergegangene Wegnahme der Elektricität, dar, Fig. B diejenige bei 33° nach vorhergegangenem Wegnehmen der Elektricität. Die positive Spannung zeigte sich jedesmal stärker als die negative, im Vergleich zu gleichmässig erregten Krystallen.

b. Krystalle, bei denen beide Spannungen ungefähr gleich weit sich ausdehnen.

Krystall No. 18, Taf. XXV Fig. 18.

Der Krystall No. 18 ist 13½ mm. lang, 4—5 mm. dick, und die Ausdehnung der grau-grünen Zone desselben beträgt 7½ mm. Abgesehen von dieser im Verhältniss zur Länge des ganzen Krystalls grösseren Ausdehnung und ihrer etwas grösseren Klarheit, gleicht diese Zone im übrigen sehr derjenigen des soeben besprochenen Krystalls No. 17. Die Figur A ist die Bestäubungsfigur für 67°, ohne vorhergegangenes Wegnehmen der Elektricität; Figur B diejenige für 38° mit vorhergehendem Wegnehmen der Elektricität. Ausser diesem Krystalle gehören hierher noch 3 andere. Ich beschreibe nur einen derselben:

Krystall No. 19, Taf. XXV Fig. 19.

Die Länge dieses Krystalls beträgt 12 mm., die Dicke 5—6 mm. Die nach der schwarzen Partie gelegene grössere Hälfte der 5—6 mm. langen graugrünen Zone zeichnet sich im Vergleich zu den andern Krystallen der Gruppe B durch geringere Zahl und Stärke der Sprünge aus. Auf c befinden sich nach rechts hin in der genannten Zone die meisten Sprünge. Die auf Fig. 19, welche einer bis 65° ohne vorheriges Wegnehmen der Elektricität vollzogenen Bestäubung entspricht, sichtbare grössere Ausdehnung der positiven Elektricität auf der linken Hälfte von b ist vermuthlich durch eine dort an die schwarze Zone grenzende, sofort in die Augen fallende 2 mm. im Quadrat grosse vollkommen klare Partie bedingt. Die grössere Ausdehnung der negativen Spannung auf der rechten Hälfte von c dürfte von den dort in der grünen Zone zahlreicher vorhandenen Sprüngen herrühren.

Digitized by Google

C. Vier Krystalle, die mit dem antilogen Pole aufgewachsen waren, und an deren analogem Pole neben dem auf die Flächen des dreiseitigen Prismas aufgesetzten Hauptrhomboëder noch die Basis ausgebildet ist. Drei der Krystalle sind vom analogen Pole ab in der ersten Hälfte wasserhell, der vierte bläulich-grün; dann wird ihre Färbung, ausgenommen einen, der durchaus wasserhell ist, in zunehmendem Grade gelblich. Alle sind sehr schön durchsichtig. Zwei dieser Krystalle, und zwar diejenigen, an denen keine Sprünge bemerkbar, zeigen die positive Spannung in grösserer Ausdehnung als die negative, bei den beiden andern, mit Sprüngen durchzogenen überwiegt je nach den Seitenflächen die positive oder die negative Elektricität.

Die erstgenannten Krystalle sind merkwürdig durch die wohl auch sonst mitunter beobachtete, aber doch nie so in die Augen fallende, nicht nur auf der Endfläche des antilogen Poles, sondern auch auf den demselben benachbarten Theilen der Seitenflächen beobachtete starke positive Spannung, gegenüber welcher die negative Spannung schwach erscheint — eine Erscheinung, durch welche zugleich bewiesen wird, dass die gelbliche Masse dieser Krystalle stärker elektrisch erregt wird, als die wasserhelle.

Krystall No. 20, Taf. XXV Fig. 20.

Der Krystall No. 20 ist 10½ mm. lang und 2⅜ mm. dick. Seine Seitenflächen sowie G_1 sind schön glatt und stark glänzend, die Flächen des analogen Endes dagegen sind mit einem grauen erdigen Überzug bedeckt und in Folge dessen rauh und matt. Er hat die gelbliche Färbung etwas stärker als der andere, ihm sonst in allem gleichende Krystall, und mit diesem Unterschiede in Zusammhang bringe ich das bei ihm auch stärker hervortretende Vorherrschen der negativen Spannung.

Krystall No. 21, Taf. XXV Fig. 21.

Die Länge dieses ausgezeichnet schön durchsichtigen Krystalls beträgt 6½ mm., seine Dicke 1½—2 mm. Er hat mehrere Quer- und Längssprünge; letztere besonders nach der Kante (a, b) hin.

Digitized by Google

D. Nur drei der sechs Krystalle dieser Gruppe tragen am analogen Pole Krystallflächen; die übrigen Endflächen sind Bruchflächen; alle sind an den Seiten ungemein stark faserig gestreift. Ausser durch diese faserige Struktur und ihre eigenthümliche, ein Gemisch von weiss und schwach rosaroth bildende Färbung unterscheiden sie sich noch dadurch von den bis jetzt betrachteten Krystallen aus Elba, dass am analogen Pole bei der Mehrzahl der dort ausgebildeten die Basis vorwiegt. — Die Krystalle dieser Gruppe sind zum Theil schön durchsichtig, obwohl sie Sprünge haben; ihre Länge variirt zwischen 7¾ und 19 mm., ihre Dicke zwischen 3 und 9 mm.

Wegen der im Ganzen recht schwachen elektrischen Erregung ist es meist schwer — zumal die elektrische Vertheilung bei einigen offenbar noch durch treppenförmige Absätze in den Fasern beeinflusst wird — die Ausdehnung der positiven und negativen Elektricität auf den Seiten festzustellen; indessen glaube ich durch meine Untersuchungen für zwei dieser Krystalle eine grössere Ausdehnung der positiven Spannung, für drei eine ungefähr gleiche Ausdehnung der beiden Spannungen festgestellt zu haben.

Krystall No. 22, Taf. XXV Fig. 22.

Die Länge dieses Krystalls beträgt 15—18 mm., seine Dicke 2—7 mm.; am analogen Pole ist allein R vorhanden. Die Seiten sind blassroth, das Hauptrhomboëder dagegen ist grau gefärbt, rauh und löcherig. Von dem analogen Pole ab ist der Krystall 3 mm. weit trüb, dann aber beginnen graue Querstreifen, die quer durchgehende Sprünge zu sein scheinen. Die Durchsichtigkeit ist auf einzelne Streifen in der Richtung der Hauptaxe beschränkt. Mehrere Fasern der Flächen b und c sind durch treppenförmige Absätze unterbrochen, welche meist dem analogen Pole ihre der Basis parallelen Flächen zukehren. Die negative Spannung zeigte sich auf den Seiten streifenförmig der Hauptaxe entlang zwischen neutralen Zonen, war am stärksten an den Kanten von R und reichte am wenigsten weit auf einer schön klaren und durchsichtigen Partie von a. Die positive Spannung war auf den Seiten gleichmässiger vertheilt, kam auf G_1 jedoch nur an mehreren Punkten stark zum Ausdruck.

Digitized by Google

Krystall No. 23, Taf. XXV Fig. 23.

Ein 18½ mm. langer, nach dem antilogen Pole hin etwas verjüngter Krystall, dessen Dicke 5—6 mm. beträgt und welcher am analogen Pole neben der stark entwickelten Basis noch R zeigt. Farbe und Faserbildung sind wie bei dem vorhergehenden Krystalle; es fehlen jedoch die stark glänzenden und durchsichtigen Streifen. Die stark erregten, der Basis parallelen Flächen im einspringenden Winkel der treppenförmigen Absätze zeigen wie bei No. 22 die Spannung desjenigen Poles, welchem sie zugekehrt sind, auch wenn sie nahe am entgegengesetzten Pole liegen. Die positive Spannung herrscht am stärksten auf einem beträchtlich dunkler roth als die übrige Masse gefärbten Segment der Bruchfläche G_1, woraus ebenfalls die schon früher gefolgerte, verhältnissmässig geringe elektrische Erregung der hellen, weisslichen Partieen der Krystalle von Elba sich ergiebt.

E. Zwei nach Färbung gleiche, in der Krystallform jedoch untereinander verschiedene Krystalle, die keiner der vorhergehenden Gruppen angehören.

Gemeinsam ist diesen Krystallen No. 24 und 25 nur die gelblich braune Färbung.

Krystall No. 24, Taf. XXV Fig. 24.

Der Krystall No. 24 ist 8½—9 mm. lang, seine Dicke beträgt 3—5 mm. Am antilogen Pole ist er abgebrochen, rauh und mit grauem erdigem Überzuge versehen, am analogen Pole, der das Hauptrhomboëder, jedoch stark verletzt, trägt, ist er schwärzlich gefärbt. Eine am analogen Pole gelegene etwa 1 mm. breite, trübe Zone zieht sich auf a an der Kante (a, b) etwas mehr herab, und dort reichte auch die negative Spannung am weitesten. Im übrigen ist der Krystall schön durchsichtig; besser in der nach dem analogen Pole gelegenen Hälfte, obwohl auch dort Sprünge vorhanden sind.

Krystall No. 25, Taf. XXV Fig. 25.

Ein tafelförmiger, 5 mm. langer, 4 mm. breiter und 1 bis 1½ mm. dicker Krystall, der am allein ausgebildeten antilogen Pole R und die Basis zeigt — eine Ausbildung, die beim Tur-

Digitized by Google

malin selten vorkommt. Der an der Seite angewachsene kleine Krystall hat an seinem, demjenigen des Hauptkrystalls gleich gelegenen antilogen Pole nur R. Der Krystall wird nach dem antilogen Pol hin etwas heller, ist aber überall sehr schön durchsichtig. In der Nähe der Kante (a, b) befinden sich einige kleine Sprünge. G_1 glänzt wenig, während die übrigen Flächen starken Glanz haben.

Turmalin von Capo de Gata (Spanien).

Ein dunkelbrauner, von zahlreichen Quersprüngen anscheinend gleichmässig durchzogener Krystall, der am allein ausgebildeten antilogen Pol von R (auf die Kanten des dreiseitigen Prismas aufgesetzt) und —2R begrenzt wird. Seine elektrische Erregung ist stark und die positive Spannung erstreckt sich etwas weiter als die negative.

Turmalin von Ceylon.

Die fünf von mir untersuchten Krystalle mit dieser Fundortsbezeichnung sind eine Kombination von R (am analogen Pole auf die Flächen des dreiseitigen Prismas aufgesetzt) mit dem drei- und sechsseitigen Prisma und nehmen insofern eine Sonderstellung ein, als an zwei derselben das dreiseitige Prisma in grösserer, oder doch gleicher Stärke, wie das sechsseitige ausgebildet ist. Zwei derselben tragen auch noch $-\frac{1}{2}$R am analogen Pole, jedoch schwach ausgebildet. Im auffallenden Lichte erscheinen die Krystalle zum Theil braun, zum Theil schwarz; von den drei dunkeln sind zwei undurchsichtig, einer nur an einzelnen Punkten braun durchscheinend; die beiden letzten sind in der ganzen Masse braun durchscheinend und haben mehrfach Quersprünge. Zu den Verletzungen, die alle Krystalle stark zeigen, gesellt sich bei drei derselben noch eine Abrundung der Kanten, so dass diese Exemplare als Geschiebe des Flusssandes erscheinen. Die Länge derselben liegt zwischen $3\frac{1}{2}$ und 18 mm., die Dicke zwischen $3\frac{1}{2}$ und 15 mm.

In elektrischer Beziehung verhalten sich die eine starke Erregung zeigenden Krystalle von Ceylon wie die der meisten Fundorte; im Ganzen herrscht die positive Elektricität vor; nur der eine der Quersprünge zeigenden zwei Krystalle wird auf den Seiten weiter negativ als positiv.

Digitized by Google

Krystall No. 26, Taf. XXV Fig. 26.

Ein 13—18 mm. langer und 7—11 mm. dicker Krystall, der nur an dem analogen Pole ausgebildet ist und dort nur R zeigt. Von den vorhandenen Seitenflächen ist eine Fläche des gewöhnlichen dreiseitigen Prismas die breiteste. Äusserlich dunkelbraun und undurchsichtig ist er im durchfallenden Lichte hellbraun durchscheinend. Er ist offenbar ein Geschiebe und zeigt, wie schon hervorgehoben, Quersprünge.

Krystall No. 27, Taf. XXV Fig. 27.

Die Gestalt dieses Krystalls ist linsenförmig. Da der Seitenrand durch zahlreiche Verletzungen sehr zerklüftet ist, so lässt sich keine Spur der Seitenflächen erkennen. Der analoge Pol wird von R und $-\frac{1}{2}$R, der antiloge Pol nur von R begrenzt. Der Krystall ist kein Geschiebe; an jedem seiner Pole ist jedoch eine Fläche von R stark beschädigt. Eine der Flächen des Hauptrhomboëders am antilogen Pole ist parallel der langen Diagonale gestreift; sämmtliche Flächen der Rhomboëder sind wegen zahlreicher punktförmiger Vertiefungen etwas rauh und nur mässig glänzend. Die Breite beträgt 12—15 mm., die Dicke in der Mitte 7 mm. In der dunkeln, undurchsichtigen Masse liegen am analogen Pole durchscheinende Flecken zerstreut. Liesse sich aus äussern Kennzeichen auf eine inhomogene Zusammensetzung des Krystalls mit Sicherheit schliessen, so würde sich aus letzterer für die fleckenweise elektrische Vertheilung eine einfache Erklärung ergeben; vielleicht hat man aber die Ursache dieser Vertheilung in dem Auge äusserlich unerkennbaren Sprüngen zu suchen.

Turmalin von Dobrowa in Kärnten.

Die Krystalle von Dobrowa sind Kombinationen des neunseitigen Prismas mit dem Haupt- und ersten spitzeren Rhomboëder —2R. Ich rechne zu ihnen auch einen Krystall von unbekanntem Fundorte, dessen Krystallform und sonstige äusseren Eigenschaften ganz mit denen der Krystalle von Dobrowa übereinstimmen. An dem antilogen Pole finden sich R und —2R, ersteres stark überwiegend; an dem analogen Ende nur R. Drei derselben sind an beiden Enden ausgebildet, zwei nur an dem antilogen Pole. Überall, auf den Krystall-

Digitized by Google

flächen sowohl wie auf den Bruchflächen, treten eingesprengte blätterige Massen weissen Glimmers zu Tage; auf den Flächen der mitunter mehrere mm. tiefen Verletzungen wurden diese Einsprenglinge auch überall beobachtet, so dass man wohl auf eine solche Durchwachsung der ganzen Krystallmasse schliessen kann. Auch Quersprünge, die unter einem spitzen Winkel gegen die Hauptaxe verlaufen, sind vorhanden, mitunter an die Oberfläche tretend und wenig eindringend, mitunter auch nur die innere Masse durchziehend. Diese Krystalle sind ein Gemisch von dunkelbraunen durchscheinenden Partieen und von lichtgelblich-braunen mehr durchsichtigen Partieen. Die Krystallflächen haben, ausgenommen die Verletzungen, ziemlich starken Glanz; letztere dagegen, sowie die Bruchflächen sind matt. Die Länge der sechs untersuchten Exemplare schwankt zwischen 12 und 35 mm., die Dicke zwischen 7 und 22 mm. — In der elektrischen Vertheilung auf den Krystallen von Dobrowa lässt sich bei dem sehr störend wirkenden Einflusse der Glimmermassen und Sprünge eine Gesetzmässigkeit nicht erwarten, indessen herrscht auch bei ihnen, wie bei den meisten Fundorten, durchschnittlich die positive Spannung vor, da dieselbe bei zwei Krystallen die negative bedeutend, bei einem ein wenig an Ausdehnung übertrifft, und da nur auf zwei Krystallen die negative etwas überwiegt. Die Erregung war auf den Glimmertheilchen meist gleich 0 oder doch nahezu 0; stark dagegen an den Ecken und Stufen der Verletzungen.

Krystall No. 28, Taf. XXV Fig. 28.

Ein 21 mm. langer und 7—10 mm. dicker Krystall, der an beiden Enden mit den schon erwähnten Flächen ausgebildet ist. An der Seite ist oben ein kleiner Krystall unter einem spitzen Winkel gegen die Hauptaxe eingewachsen. Durch die Vereinigung der dunkleren Partien des Krystalls zu Querstreifen entsteht ein Wechsel zwischen dunkleren und helleren Bändern; jedoch erscheint die Masse auf den eine regelmässige Vertheilung zeigenden Seitenflächen b, c und d am gleichmässigsten. Die höchst unregelmässige Vertheilung auf den übrigen Seitenflächen ist wohl hauptsächlich durch die Aufeinanderfolge von verschieden stark erregten Zonen bedingt; sie kann zum Theil aber auch auf der Wirkung eines Sprunges beruhen, der etwa

Digitized by Google

auf der als schwarzes Band in der Fig. 28 gezeichneten Grenze der mittleren entgegengesetzt elektrischen Zonen im Innern zu verlaufen scheint. In der Einwirkung des schon erwähnten eingewachsenen kleineren Krystalls glaube ich den Grund für diese abnorme Anordnung nur sehr beschränkt suchen zu müssen, da derselbe einem nur kleinen Theile der betreffenden Seitenflächen nahe genug liegt.

Krystall No. 29, Taf. XXV Fig. 29.

An diesem 33 mm. langen, 13—17 mm. dicken, an beiden Enden ausgebildeten schönen Krystall ist nach der Kante (b c) hin ein zweiter Krystall in fast paralleler Stellung angewachsen. Diese Anwachsung fällt jedoch äusserlich nur an den Endflächen des antilogen Poles und durch eine auf der Kante (b c) in der Mitte beginnende und bis zum breiteren antilogen Ende 1 mm. betragende Verbreiterung des Krystalls ins Auge. Zwei Flächen des Hauptrhomboëders der beiden Individuen laufen in einander über, die anderen Rhomboëderflächen sind getrennt. Die Seite b ist oben stark beschädigt. — Vom analogen Pole, 12—15 mm. weit, besteht der Krystall aus hell gelblich-brauner, fast klarer und ziemlich durchsichtiger Masse; ein in dieser Zone vorhandener Sprung dringt nicht weit ein. Nach dem antilogen Pol hin zeigen sich dann ausser zahlreicheren und tiefer gehenden Sprüngen auch vielfach grössere dunklere Partien; jedoch ist auch hier zwischen der linken Hälfte von a und der rechten Hälfte von c die Masse des Krystalls fast so rein, wie in der ersterwähnten Zone.

Turmalin von Langenbielau.

Krystall No. 30, Taf. XXV Fig. 30.

Der einzige mir zur Verfügung stehende Krystall dieses Fundortes ist 10—15 mm. lang und 9—13 mm. dick und wird am allein ausgebildeten analogen Pole von dem auf die Flächen des dreiseitigen Prismas aufgesetzten Hauptrhomboëder und an den Seiten vom sechsseitigen Prisma und den beiden dreiseitigen begrenzt. In Farbe, Durchsichtigkeit und Glimmerdurchwachsung gleicht er sehr den Krystallen vom Hörlberg; er erscheint jedoch weniger durchwachsen als jene, auch sind seine Flächen glatter und glänzender, sein Gefüge dichter. Unter einem Winkel von etwa 60° gegen die Hauptaxe durch-

Digitized by Google

ziehen Sprünge den Krystall. Die elektrische Erregung ist stark. Als er nach dem Wegnehmen der Elektricität der Oberfläche (durch die Spiritusflamme) bestäubt wurde, erstreckten sich die positive und negative Spannung etwas weiter nach der Mitte hin, als die auf eine Bestäubung ohne Wegnahme der Elektricität bezügliche Fig. 30 zeigt.

Turmalin von Karosulik in Grönland.

Diesem Fundorte rechne ich zwei mir ohne Angabe des Fundortes zur Untersuchung überlassene Krystalle zu, die in ihrer Krystallform und in ihren sonstigen äusseren Eigenschaften ganz genau den von G. Rose in seiner ersten Abhandlung als von Karosulik stammend beschriebenen Krystallen gleichen. Ihre Krystallform ist sehr einfach, indem sie Combinationen des neunseitigen Prismas mit dem Hauptrhomboëder sind, wobei das sechsseitige Prisma vorherrscht und R am analogen Pol auf die Flächen des dreiseitigen Prismas aufgesetzt ist. Äusserlich erscheinen beide Krystalle im reflektirten Lichte tief schwarz gefärbt, an vereinzelten Punkten aber braun durchscheinend. Die glatten Seitenflächen sind stark glänzend, die rauhen Endflächen weniger glänzend bis matt. Glimmer-Einsprenglinge sind bei dem kleineren 15 mm. langen und 12 mm. dicken Krystall sowohl auf den Seiten wie auf den Endflächen G_1 und G_2 ziemlich gleichmässig vertheilt sichtbar. Die positive und negative Elektricität verbreiten sich auf diesem Krystall ungefähr gleich weit. — Von dem schon früher besprochenen grösseren Krystalle lasse ich eine eingehende Beschreibung folgen:

Krystall No. 31, Taf. XXVI Fig. 31.

An diesem 27 mm. langen und 16—20 mm. dicken, überall schön und regelmässig ausgebildeten Krystall fanden sich nur hie und da auf G_1, sowie in dem Loche auf d unten links Einsprenglinge. G_1 ist beträchtlich rauher und weniger glänzend als G_2. Diese Erscheinungen in Verbindung mit der Thatsache, dass auf G_1 beträchtlich schwächere Elektricität als auf G_2 beobachtet wurde, berechtigen zu der Annahme einer nach dem analogen Pol hin allmählich abnehmenden Durchwachsung des Krystalls mit fremden Einsprenglingen, wodurch dann die eigenthümliche elektrische Vertheilung desselben ihre

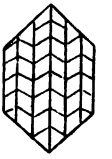
Digitized by Google

naturgemässe Erklärung findet. — Nicht weniger als 22 Beobachtungen wurden an dem vorliegenden Krystalle ausgeführt, und immer erhielt ich abgesehen von gewissen Versuchen, bei welchen er zum Theil mit guten Leitern in Verbindung stand, dieselbe Bestäubungsfigur. Bei einem Versuche wurde er, während der Abkühlung von 111° aus, bei 90° zum ersten Mal bestäubt und dann nach vorausgegangenem jedesmaligem Reinigen noch 8 mal, und immer ergab sich — natürlich in abnehmender Stärke — dieselbe elektrische Vertheilung. Auf die abgeleitete Kupferplatte, mit oder ohne Stanniolbeleg an den Polen, der Länge nach gelegt, oder auch mit je einer der Rhomboëderflächen der beiden Enden gestellt, zeigte er ganz analoge Erscheinungen, wie sie für den Krystall No. 35 im Folgenden geschildert sind. — Die Erregung beider Krystalle von Karosulik ist ziemlich stark.

3. Krystalle mit meist regelmässiger Vertheilung.

Turmalin von Minas in Brasilien.

Die hierher gehörigen 20 Krystalle sind alle am analogen Pole nicht ausgebildet und tragen — mit Ausnahme von zwei an keinem Pol ausgebildete — am antilogen Pol R (auf die Kanten des dreiseitigen Prismas aufgesetzt), und —2R, sodann ein Skalenoëder, dessen Combinationskanten mit R parallel den kurzen Diagonalen von R laufen, sowie seltener ein Skalenoëder, dessen Combinationskanten mit R parallel den Polkanten von R laufen; ersteres wollen wir im Folgenden das Skalenoëder 1, letzteres das Skalenoëder 2 nennen.



Die Flächen beider Skalenoëder sind matt und nicht messbar, die Flächen des Hauptrhomboëders sind ziemlich glänzend und meist sowohl parallel ihren kurzen Diagonalen als auch in Zickzacklinien in der Richtung der langen Diagonalen gestreift; die Flächen des Skalenoëders 2 sind kreuzweise, parallel ihren eigenen und ihren Durchschnittskanten mit R gereift; die des Skalenoëders 1 endlich sind ungereift. Die sehr glänzenden und glatten Seiten sind sehr stark gestreift. Auch die muscheligen Bruch besitzenden, vielfach etwas nach innen gewölbten Bruchflächen am analogen Pol sind stark glänzend.

Im reflektirten Lichte erscheinen die dicken Exemplare

Digitized by Google

schwarz, die dünneren grünlich; im durchfallenden Lichte sind jedoch alle Krystalle bis auf 3 vom antilogen Pole aus zunächst in abnehmendem Grade braun und, die dickeren wenig, die dünneren mehr, durchscheinend bis durchsichtig; dann aber sind sie, wenn der Krystall nicht allzu kurz ist, gelblich grün und durchsichtig. Diese grüne Zone erscheint dem Auge meist in gleichmässiger Stärke durchsichtig; nur selten wird sie nach dem antilogen Pole hin etwas dunkler und weniger durchsichtig. Drei Krystalle von mittlerer Dicke und geringerer Länge sind zum grössten Theil grasgrün gefärbt. — Die Länge der 7 dickeren variirt zwischen 15 mm. und 70 mm., ihre Dicke zwischen 5 mm. und 15 mm.; die Länge der 6 dünneren Exemplare beträgt 6—16½ mm., ihre Dicke durchschnittlich 3 mm. und die 7 dünnsten sind höchstens 2 mm. dick und 11—34 mm. lang. Sprünge sind selten vorhanden; ganz frei von ihnen sind die 10 dünnsten Krystalle. Bis auf die 3 grasgrün gefärbten und den kürzesten der dicken überwiegt auf allen Krystallen die positive Spannung, und zwar bei vielen sehr beträchtlich. Leicht erklärte sich dieses Überwiegen durch eine der Färbung und Durchsichtigkeit entsprechende allmählich zunehmende elektrische Erregbarkeit der Krystallmasse nach dem analogen Pole hin, auf welche ich indess aus dem Vergleiche der an beiden Enden von diesen Krystallen bei der Bestäubung aufgenommenen Pulvermengen unter sich und mit den von andern Krystallen aufgenommenen Pulvermengen mit Sicherheit nicht schliessen kann. Der antiloge Pol des schon erwähnten kürzesten der dicken Krystalle (Krystall No. 36, Taf. XXVI Fig. 36) nahm in sehr auffallender und im Verhältniss zu der vom analogen Pole aufgenommenen Mennige entschieden überwiegender Stärke Schwefel auf, so dass bei ihm jene Annahme ganz gewiss nicht zutrifft. — Noch zu erwähnen sind auf den Flächen von R bei mehreren Krystallen sich zeigende, parallel den langen Diagonalen dieser Flächen verlaufende neutrale Streifen, sowie unregelmässige neutrale Streifen auf g_1, die sich krummlinig verästeln.

Für die drei grasgrün gefärbten Krystalle liegen die Verhältnisse nicht so einfach, indem sie sowohl nach Färbung als auch in Bezug auf ihre elektrische Vertheilung untereinander verschieden sind. Bei dem einen (Krystall No. 32, Taf. XXVI

Digitized by Google

Fig. 32), welcher, abgesehen von einem ungefähr 2 mm. weit vom antilogen Pole gelegenen braunen Ring, mit beiderseitig nach der Mitte zunehmender Durchsichtigkeit grasgrüne Färbung zeigt, überwiegt die negative Spannung stark; bei einem der beiden andern (Krystall No. 33, Taf. XXVI Fig. 33) herrscht die negative Spannung etwas vor. Die grasgrüne Färbung des letzterwähnten Krystalls reicht vom antilogen Pole ab bis etwas über die Mitte und geht dann allmählich in eine 3 mm. lange bläuliche Färbung über. — Auch beim letzten dieser 3 Krystalle (Krystall No. 34, Taf. XXVI Fig. 34 A u. B) tritt am analogen Pole eine 3 mm. lange bläuliche Zone auf, die grasgrüne Zone desselben ist jedoch mit einem Stich ins Braune auffallend dunkler als die der beiden andern. Er zeigt sich ohne Wegnehmen der Elektricität der Oberfläche weiter negativ als positiv elektrisch; wenn die Elektricität vorher durch die Spiritusflamme weggenommen wird überwiegt jedoch die positive Spannung etwas.

Es folgt nun zunächst die Beschreibung einiger dicken Krystalle, und an diese schliesst sich dann eine kurze Betrachtung der noch übrigen dünneren.

Krystall No. 35, Taf. XXVI Fig. 35 A, B, C, D u. E.

An diesem 17½—25 mm. langen und 13—15 mm. dicken, am antilogen Pole auch das Skalenoëder 2 tragenden Krystall wurden 10 verschiedene Beobachtungen gemacht, von denen mehrere schon früher erwähnt sind. Er ist nahezu der ganzen Länge nach braun und undurchsichtig. Mit einer Seite auf getrocknetem Papier oder auf der abgeleiteten Kupferplatte liegend, zeigte er die durch Fig. 35 A dargestellte Vertheilung, mit einem blanken, abgeleiteten Kupferdrahte nahe an der analogen Endfläche umwickelt die in Fig. B dargestellte Vertheilung[1]. Die Figuren C und D beziehen sich auf Bestäubungen, während welchen der Krystall einmal mit dem analogen Pol, sodann mit dem antilogen Pole in ein mit Kupferfeilicht gefülltes und auf die abgeleitete Kupferplatte gestelltes Metallkästchen eingedrückt war. Beide Bestäubungen wurden 10—15 Sekunden nach dem Hinstellen auf die

[1] Die in den Figuren 35 B und 36 fehlenden Seiten a und c verhielten sich ebenso wie die dargestellte Seite b.

Digitized by Google

Platte vorgenommen, so dass die Wärmebewegung in dem Krystalle noch nicht bis zu einer Erwärmung des sich der Berührung mit der Kupferplatte wegen beträchtlich schneller abkühlenden analogen bezw. antilogen Poles, durch die noch heisseren mittleren Theile des Krystalles, vorgeschritten sein konnte, welcher Einwurf auch dadurch widerlegt wird, dass bei einem statt der Kupferplatte angewandten quadratischen, ganz dünnen Stanniolplättchen (von 3½ cm. Seite), auf welches der Krystall mit dem analogen Ende direkt gestellt wurde, keine Änderung in dieser merkwürdigen, schon früher erklärten Vertheilung eintrat. Wurde der Krystall an beiden Enden bis zu dem Anfange der Seitenflächen — nur auf einer Seite, wo der Krystall auflag, der Ableitung wegen etwas weiter — mit Stanniol beklebt, dann erwärmt und während der Abkühlung auf der Kupferplatte liegend bestäubt, so zeigten sich (Fig. 35 E) die Endflächen völlig unelektrisch, auf einer Seite jedoch wurden ganz schwache positive und negative Spannungen beobachtet, die positive jedoch etwas weiter wie in Fig. A.

Krystall No. 36, Taf. XXVI Fig. 36.

Ein 15 mm. langer, 12—15 mm. dicker Krystall, der ganz undurchsichtig und braun erschien. Er war der einzige der dicken Krystalle, welcher die beiden entgegengesetzten Spannungen in etwa gleicher Ausdehnung, die positive jedoch in sehr auffallender Stärke, zeigte.

Krystall No. 37, Taf. XXVI Fig 37.

Nicht der Vertheilung im Ganzen wegen, sondern mit Rücksicht auf die durch zwei Sprünge hervorgerufenen Unregelmässigkeiten verdient dieser Krystall hervorgehoben zu werden. Die Gesammtlänge des 5—9 mm. dicken Krystalls betrug 37½ mm. und die quer durchgehenden Sprünge befanden sich 7 und 10 mm. weit vom analogen Pole. Bei der nach einer Erwärmung bis 121½° gleich zu Anfang der Abkühlung vorgenommenen Bestäubung (Fig. 37) traten zwischen den Sprüngen streifenförmige entgegengesetzte Zonen auf, an deren Stelle jedoch auf a und b bei 42° negative Spannung bezw. eine neutrale Zone sich zeigten, während auf c, wo der Krystall beträchtlich dicker ist, diese beiden Zonen zum Theil wiederkehrten. — Die Oberfläche der Seite a ist in der un-

Digitized by Google

teren Hälfte, zunächst in der ganzen Breite und dann nach links spitz verlaufend, sehr rauh und matt, wodurch für dieses Flächenstück eine grössere Zerstreuung der Elektricität der Oberfläche und hierdurch wieder eine grössere Ausbreitung der negativen Spannung bedingt ist.

Krystall No. 38, Taf. XXVII Fig. 38 A u. B.

Der schon früher besprochene 70 mm. lange und 12 bis 16 mm. dicke Krystall ist am analogen Pole stark beschädigt und zeigt auch an den Seiten- und Endkanten mehr Verletzungen als die übrigen dicken Krystalle. In der einige mm. über die Mitte sich erstreckenden grün durchscheinenden Hälfte befinden sich einige Sprünge und Trübungen. Die mit einer Wiederholung von Rhomboëderflächen des antilogen Poles verbundene Verjüngung beginnt 24 mm. vom antilogen Pole entfernt. — Der Krystall zeigte zwei Mal die in Fig. 38 A dargestellte Vertheilung; das eine Mal in der Mitte auf einer ihn rechtwinklig kreuzenden Siegellackstange, das andere Mal der ganzen Länge nach auf Papier auf der Tischplatte liegend. Als er mit dem antilogen Pole während der Abkühlung in das mit Kupferfeilicht gefüllte, auf der abgeleiteten Kupferplatte stehende Kästchen gesteckt wurde, wurde die schon früher erwähnte und in Fig. 38 B dargestellte Spannung beobachtet. Analog verhielt sich der Krystall mit dem analogen Pole in der Kupferfeilicht stehend.

Krystall No. 39—48, Taf. XXVII Fig. 39—48.

Die braune Zone der noch übrigen 6—34 mm. langen, in der Mehrzahl kaum 2 mm. dicken 10 Krystalle verläuft entweder allmählich in die grüne Zone oder ist gegen dieselbe scharf abgesetzt. Die Durchsichtigkeit nimmt bei mehreren — insbesondere auch bei dem Krystall No. 42 — von dem antilogen Pole nach dem analogen hin in auffälliger Weise nicht zu. Ich bilde sie in den Figuren 39—48 bis auf einen, nur in ihren seitlichen Projektionen ab, da auf ihren Seitenflächen in der Regel keine Unterschiede hervortraten. Auf der Seite a des Krystalls No. 42 sitzt unten ein kleiner Krystall, der wohl die unregelmässige Vertheilung auf a und b verursacht. Die Länge dieses Krystalls beträgt 15½ mm., die der braunen Zone 7 mm.

Digitized by Google

Die elektrische Erregung der Turmaline von Minas ist recht stark.

Turmalin von Penig.

A. Vier Krystalle, welche nach dem antilogen Ende heller roth bis geblich weiss, nach dem analogen Ende roth bis rubinfarben sind, und von denen drei am antilogen Pole R (auf die Kanten des 3seitigen Prismas aufgesetzt) tragen, der vierte aber an jedem Ende von Bruchflächen begrenzt wird. Letzterer, der 18½ mm. lang und 2½—4 mm. dick ist, überragt die andern, deren Länge höchstens 5 mm., deren Dicke höchstens 2½ mm. beträgt, weit durch seine Grösse und zeigt in Folge vieler Quersprünge in der analogen Hälfte die negative Spannung in grösserer Ausdehnung als die positive, während bei den drei andern, von sehr wenig Sprüngen durchzogenen, die positive Spannung überwiegt. Alle vier Krystalle sind schön durchsichtig; ihre Seiten werden vom 9seitigen Prisma gebildet. Für die drei kleineren wähle ich als Beispiel:

Krystall No. 49, Taf. XXVII Fig. 49.

In diesem 5 mm. langen und 1 mm. dicken Krystall finden sich keine Sprünge; am analogen Pole weiss-gelblich gefärbt, wird er nach dem antilogen Pol hin im letzten Drittel allmählich immer mehr roth bis rubinroth, ohne dabei an seiner vollkommenen Durchsichtigkeit merklich einzubüssen. Die Bruchfläche G_1 ist matt, alle andern Flächen sind schön glänzend.

Krystall No. 50—59, Taf. XXVII Fig. 50—59.

B. In dieser Gruppe vereinige ich zehn im reflektirten Lichte schwarz gefärbte, im durchfallenden Lichte schön braun durchscheinende Krystalle. Acht von ihnen sind nur am analogen Pole mit R (auf die Flächen des 3seitigen Prismas aufgesetzt), einer ist nur am antilogen Pole mit R (auf die Kanten des 3seitigen Prismas aufgesetzt) ausgebildet und der letzte wird an beiden Enden von Bruchflächen begrenzt.

Alle hierher gehörigen Krystalle sind vollkommen frei von Sprüngen. Drei derselben erscheinen im durchfallenden Lichte dunkler braun, sieben hellbraun, und unter letzteren unterscheidet sich einer von den andern dadurch, dass er nicht wie diese vollkommen rein und gleichmässig durchscheinend, sondern

Digitized by Google

nach dem analogen Pole hin — etwa von der Mitte ab — schwärzlich getrübt ist. Bei letzterem (siehe Taf. XXVII Fig. 50) herrscht auf den Seiten die negative Spannung bedeutend vor; gerade bei den dunkelbraunen (No. 51, 52, 53 und Fig. 51, 52, 53) sind beide Spannungen ungefähr gleichweit ausgedehnt; bei den noch übrigen sechs Krystallen aber (No. 54—59 und Fig. 54—59) überwiegt die positive Spannung sehr beträchtlich in der Ausdehnung. Nicht nur die Krystallflächen, auch die Bruchflächen sind meist schön glänzend; die Länge der meist auch äusserlich ganz unverletzten Krystalle variirt zwischen 5 und 20 mm., die Dicke zwischen 1 und 5 mm; letztere beträgt jedoch bei 8 Krystallen nur 1—2 mm.

Es wird genügen, die Mehrzahl dieser Krystalle nur in ihren seitlichen Projektionen abzubilden. — Sämmtliche Turmaline von Penig werden stark elektrisch.

Turmalin vom St. Gotthard.

Krystall No. 60—65, Taf. XXVII Fig. 60—65.

Vier der hierher gehörigen sechs untersuchten Krystalle sind an keinem Ende ausgebildete Bruchstücke, die beiden andern haben am analogen Pole R (auf die Flächen des 3seitigen Prismas aufgesetzt) als Endflächen. Ausser einem dunkelgrün gefärbten, schön gleichmässig durchsichtigen, aber stark beschädigten Bruchstücke (No. 60, Fig. 60) sind sie alle äusserlich schwarz; im durchfallenden Lichte sind jedoch die drei dünnern dieser fünf Krystalle schön gleichmässig braun durchscheinend und die drei dickeren sind dies wenigstens da, wo die Krystallmasse seitlich von Vertiefungen dünner wird. Der längste der drei dünnen Krystalle (No. 65, Fig. 65) ist so durchsichtig, dass man Schrift durch ihn noch lesen kann. Die Seiten sind meist stark gestreift; am stärksten bei No. 61, Fig. 61, so dass dieselben an ihm gewölbt erscheinen. Von den auf der Seite c des letzteren befindlichen Furchen ist die untere am analogen Ende 1 mm. tief und verflacht sich dann allmählich. Der Krystall No. 60, Fig. 60, verjüngt sich in Folge solcher Furchen nach dem antilogen Pole, No. 62, Fig. 62, dagegen umgekehrt nach dem analogen Pole; hier ist jedoch ein angewachsener kleiner Krystall die Ursache.

Digitized by Google

Die Flächen sind meist stark glänzend. Die Länge dieser Krystalle variirt zwischen 2½—25½ mm; die 3 dünnen sind durchschittlich 1 mm. dick, die dickeren 3—5½ mm.

Wie die zugehörigen Figuren zeigen, sind nur auf dem grünen Krystall No. 60, Fig. 60, die beiden Spannungen gleichweit verbreitet, bei allen übrigen herrscht die positive Spannung stark vor. Da die positive und negative Spannung in der sehr bemerkenswerthen Bestäubungsfigur des Krystalls No. 61, Fig. 61, von dem Umfange der Endflächen g_1 und g_2 sich nach innen zurückziehen und nur da mit der gleichnamigen Elektricität der Seiten in Verbindung stehen, wo sich letztere bis an die Endflächen erstreckt, so vermuthe ich unterhalb der neutralen Zonen der Endflächen, wo zugleich die der normalen Elektricität der Pole entgegengesetzte Spannung sich zeigt, eingelagerte Molekülreihen, deren Pole entgegengesetzt gelagert sind, wie diejenigen der übrigen Masse. — Die elektrische Erregung der Krystalle vom St. Gotthard ist stark.

Turmalin aus Sibirien.

Krystalle No. 66 u. 67, Taf XXVII. Fig. 66 u. 67.

Zwei im reflektirten Lichte schwarz gefärbte Krystalle dieses Fundortes, die beide — der kleinere etwas dunkler — schön gleichmässig braun durchscheinend und ganz frei von Sprüngen sind, wurden untersucht. Dieselben werden am allein ausgebildeten antilogen Pole von R und —2R begrenzt und sämmtliche Flächen haben starken Glanz. An einer Seite des kürzeren sind in der antilogen Hälfte etwa sechs sehr kleine nadelförmige Kryställchen aufgewachsen, welche auf die Vertheilung wohl nicht ohne Einwirkung sind. Der grössere 13½ mm. lange und ¾ mm. dicke Krystall ist der dünnste aller von mir in den Kreis der Untersuchung gezogenen Turmaline, und auf ihm herrscht mit oder ohne vorhergehende Bestreichung mit der Spiritusflamme die positive Spannung auffallend stark vor.

V. Resultate.

Die Resultate, welche in den vorliegenden Untersuchungen zu Tage getreten sind, sind folgende:

1) Die in der Richtung der Hauptaxe hemimorphen Moleküle eines Turmalins werden im Zustande der Abkühlung,

Digitized by Google

jedes für sich, der Richtung der Hauptaxe nach polar-elektrisch erregt und wirken durch Hervorrufung elektrischer Schwingungen des Äthers auf ihre Umgebung.

2) Die elektrische Spannung eines beliebigen Punktes der Seitenflächen des Turmalins ist ihrer Art und ihrer Stärke nach abhängig von der elektrischen Erregung der Moleküle, welche zu beiden Seiten eines durch jenen Punkt senkrecht zur Hauptaxe gelegten Querschnittes sich befinden.

3) Das Vorzeichen der Resultirenden sämmtlicher elektrischen Erregungen der auf einer Seite des genannten Schnittes gelegenen Moleküle — diese in ihrer Einwirkung auf jenen Querschnitt betrachtet — wird bestimmt durch die dem Querschnitt zugewandten Pole der Moleküle und ist also entgegengesetzt dem Zeichen des auf derselben Seite gelegenen Poles des Krystalls.

4) Die Stärke der beiderseits auf einen Querschnitt in entgegengesetztem Sinne wirkenden Resultirenden wird bei den Krystallen mehrerer Fundorte durch fremde Einsprenglinge, welche entsprechend ihrer Ausdehnung, die Zahl der elektrisch erregten Turmalinmoleküle mehr oder weniger verringern, sehr beeinflusst.

5) Die Stärke der genannten Resultirenden (bezw. das Stärkeverhältniss derselben) hängt von der Aufeinanderfolge klarer Zonen verschieden starker Erregbarkeit, häufig auch von Trübungen, ganz besonders aber von Sprüngen ab; die Einwirkung der letzteren ist ebenfalls eine schwächende.

6) Die Stärke der Erregung ist je nach der Farbe verschieden, und zwar ist die Erregung der grünen, braunen und rothen Krystalle beträchtlich stärker als diejenige der wasserhellen und schwarzen. Die schwarzen Turmaline sind öfters unelektrisch und Leiter der Elektricität.

7) Bei weniger als 2—3 mm. dicken Krystallen sind die Temperaturunterschiede in der Richtung der Hauptaxe während der Abkühlung so gering, dass ihr Einfluss auf die elektrische Vertheilung längs der Seitenflächen ein verschwindender ist.

8) Nur bei Krystallen, deren Dicke über 2—3 mm. beträgt, entsteht während der Abkühlung ein zwischen den Polen des Krystalls gelegenes Temperaturmaximum, welches von merklichem Einflusse auf die elektrische Spannung der Seitenflächen ist.

Digitized by Google

9) Die Resultirende, welche auf die nach dem Temperaturmaximum hin gelegene Seite eines Querschnittes wirkt, wird durch das Wegnehmen der Elektricität der Oberfläche dickerer Krystalle im Verhältniss zu derjenigen der andern Seite verstärkt.

10) Zwischen den von den Polen aus über die Seiten mehr oder weniger weit sich erstreckenden entgegengesetzten Spannungen befindet sich bei allen Krystallen eine je nach den einzelnen Krystallen verschieden breite neutrale Zone.

11) Infolge von Einsprenglingen, Sprüngen oder Trübungen erstreckt sich die eine Elektricität oft weiter als die andere; besonders dann, wenn jene die Erregung störenden bezw. schwächenden Einflüsse nach einer Richtung der Hauptaxe allmählich zunehmen.

12) Die positive Spannung überwiegt durchschnittlich etwas in der Ausbreitung; regelmässig und in sehr auffallendem Grade herrscht dieselbe aber auf dünnen Krystallen, die vollkommen rein und frei von Sprüngen sind, vor.

13) Zur Erklärung dieses auffallenden Vorherrschens der positiven Elektricität ist eine auf der unsymmetrischen oder vielmehr hemimorphen Gestalt der Moleküle des Turmalins beruhende bessere Übertragung der elektrischen Schwingungen in der Richtung nach dem antilogen Pole als umgekehrt anzunehmen.

14) Bei geeigneter leitender Verbindung der Seiten- oder Endflächen mit der Erde verhalten diese Flächen sich unelektrisch oder besser neutral; auch kann man durch eine leitende Verbindung des einen Poles mit der Erde auf den Seiten, ihrer ganzen Ausdehnung nach, die elektrische Spannung des freigebliebenen Poles hervorrufen.

15) Alle unter No. 14 fallenden Erscheinungen beruhen — soweit nicht eine durch den Einfluss des Leiters entstandene Änderung der Wärmebewegung im Turmalin die Ursache ist — auf der Wirkung der seitens der elektrischen Molekularpole des Turmalins in dem Leiter hervorgerufenen Influenzelektricität I. Art.

Digitized by Google

Erklärung der Tafeln.

Tafel XXIV.

Fig. 1. 2. Turmalin vom Hörlberg bei Lam. pg. 544.
„ 3. „ von Snarum in Norwegen. pg. 546.
„ 4 A u. B. „ vom Campo longo in Tessin. pg. 547.
„ 5. 6. „ „ Ural. pg. 547.
„ 7. „ von der Insel Hull. pg. 548.
„ 8—14. „ „ Elba. pg. 549—554.

Tafel XXV.

Fig. 15—25. Turmalin von Elba. pg. 554—559.
„ 26. 27. „ „ Ceylon. pg. 561.
„ 28. 29. „ „ Dobrowa in Kärnten. pg. 562 u. 563.
„ 30. „ „ Langenbielau in Schlesien. pg. 563.

Tafel XXVI.

Fig. 31. Turmalin von Karosulik in Grönland. pg. 564.
„ 32—37. „ „ Minas in Brasilien. pg. 565—568.

Tafel XXVII.

Fig. 38—48. Turmalin von Minas in Brasilien. pg. 569.
„ 49—59. „ vom Penig in Sachsen. pg. 570.
„ 60—65. „ „ St. Gotthard. pg. 571.
„ 66. 67. „ von Sibirien. pg. 572.

Digitized by Google

Ueber einige Gesteine des Massai-Landes*.

Von

O. Mügge in Hamburg.

Die von Herrn Dr. G. A. Fischer gelegentlich seiner, im Auftrage der hiesigen Geographischen Gesellschaft unternommenen Reise in das Massai-Land (Ost-Afrika) gesammelten Gesteine wurden von der genannten Gesellschaft mit dankenswerther Bereitwilligkeit dem hiesigen Naturhistorischen Museum zur Untersuchung überlassen. Es sind z. Th. ältere (Granit und krystallinische Schiefer), z. Th. jüngere, vulkanische Laven und zugehörige Tuffe. Es ist zu bedauern, dass von den meisten Gesteinen nur Gerölle vorliegen, und Beobachtungen über das Anstehende, die Lagerung und den Gesteinsverband fast vollständig fehlen; ein Umstand, der namentlich die richtige Deutung der in petrographischer Hinsicht mehrfach interessanten älteren Gesteine unmöglich macht. Die übermittelten Daten und Sammlungen gestatten daher wesentlich nur eine Bereicherung unserer Kenntnisse über die petrographische Zusammensetzung der jüngeren Eruptivgesteine und es ist daher auch von einer Eintragung der verschiedenen Gesteinsvorkommnisse in eine Karte Abstand genommen. Eine (anscheinend sehr rohe) geologische Skizze, die aber wesentlich nur den südlichen Theil des durchreisten Gebietes betrifft, findet man bei A. Sadebeck in C. C. von der Decken's Reisen in Ost-Afrika. Bd. III. Abth. 3. Dazu ist kürzlich eine zweite

* Aus den Mittheilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg 1882—83, Hamburg 1885, mit Zusätzen mitgetheilt.

Digitized by Google

von Jos. Thomson (in Through Massai-Land, London 1885) gekommen, die namentlich das Gebiet vom Kilima Ndjaro bis zum Nord-Ufer des Victoria-Njansa-Sees umfasst[1]. Das letztgenannte Werk, wie die Mittheilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg 1882—83 enthalten auch genauere topographische Karten des bereisten Gebietes.

Die **älteren Gesteine** sind z. Th. durchaus massig, z. Th. haben sie deutliche Gneiss-Struktur, beide zeigen aber doch in ihrer mineralogischen Zusammensetzung manche Ähnlichkeiten, so dass sie schwerlich ganz unabhängig von einander sind, vielmehr vielleicht als Glieder einer der mineralogischen Zusammensetzung nach allerdings sehr schwankenden, geologisch aber einheitlichen Gneiss- oder Granit-Gabbro-Formation aufzufassen sind. Sie setzen anscheinend das ältere Gebirge auf beiden Seiten des Pangani-Flusses (Ngua-Berg bei Masinde, Pare-Gebirge, Litaema-Gebirge), und soweit die Expedition gelangte, auch nördlich davon (Longido-Berg, Bergland Matiom, Nguruman, Gebirge Mossiro-Mutiek) ausschliesslich zusammen, wenigstens fehlen in diesem ganzen Gebiete, abgesehen von vulkanischen Laven und ihren Tuffen, alle andern Gesteine (z. B. Diabase, Porphyrite). Es stimmt das mit den Angaben von A. Sadebeck (l. c. p. 23 ff.), welcher aus jenen Gegenden von älteren Gesteinen ebenfalls krystallinische Schiefer und Granit (Quarzporphyr) etc. anführt, während n.n.ö. von der vorliegenden Reise-Route zunächst „metamorphische Sandsteine", dann Sandsteine der Kohlenformation bis nahe zur Küste folgen sollen[2].

Mit Ausnahme einiger sehr quarzreicher Gesteine, welche nur spärlich Orthoklas (z. Th. auch Mikroklin und Oligoklas), Muscovit, Biotit oder grünlichen Talk, daneben auch wohl wenig Eisenglanz, beide in zierlichen, lagenweis vertheilten Blättchen und Rutil führen, und z. Th. also un-

[1] Daselbst findet man im Text (Geological Notes des Registers) manche interessante Details über die Kraterbildungen jenes Gebietes.

[2] Ähnliche Angaben auch bei Thomson (l. c.). Nach den Beobachtungen desselben scheinen krystallinische Schiefer und Granit auch weiter im Norden bis zum Nordufer des Victoria Njansa-Sees die Unterlage der vulkanischen Massen zu bilden; von Kapté giebt derselbe allerdings auch einen „porphyrischen Grünstein mit säulenförmiger Absonderung an".

Digitized by Google

zweifelhaft zu den krystallinischen Schiefern gehören, z. Th. wohl als quarzreiche Greisen-ähnliche Ausscheidungen zu betrachten sind (fast nur aus Quarz bestehende z. B. im Berglande von Matiom in zahlreichen grossen Blöcken verbreitet), enthalten alle älteren Gesteine, allerdings in sehr wechselnder Menge Feldspathe und Bisilicate, Quarz dagegen nur zum Theil, so dass es sich empfiehlt, der Übersichtlichkeit wegen die quarzhaltigen und quarzfreien gesondert zu besprechen.

Unter den ersteren nimmt ein Gestein von durchaus massigem Habitus, welches in Felsen am westlichen Fusse des Longido-Berges ansteht, eine Sonderstellung ein. Es ist makroskopisch grau-röthlich, den **Granophyren** der Vogesen ähnlich und lässt neben grau-weissem bis röthlichem Feldspath und rundlichen dunklen Quarzen, schwarze, unbestimmbare Körner unterscheiden. Die mikroskopische Untersuchung ergab in der That für das eine der vorliegenden Handstücke eine ausgezeichnete granophyrische Verwachsung von Quarz und Feldspath, für das zweite äusserlich durchaus ähnliche Gestein dagegen nur Andeutungen derselben Struktur, welche hier mehr der Schrift-Granitischen sich nähert. Die schwarzen Flecken erkennt man u. d. M. als Gemenge von Augit, Hypersthen und Hornblende, daneben findet sich noch Granat und accessorisch Zirkon und etwas Erz. Alle diese schwereren Gemengtheile machen aber nach dem Ergebniss der specifischen Trennung kaum mehr als den fünfzehnten Theil von Feldspath und Quarz zusammen aus.

Der Quarz, stets in rundlichen Körnern, ist ausgezeichnet durch eine makroskopisch blau-schwarze, mikroskopisch grau-violette oder graue Färbung, welche von zahllosen staubförmigen, optisch unwirksamen Einschlüssen herrührt. Da wo diese etwas grösser werden, so dass die einzelnen Körnchen z. Th. als rundliche isotrope Einschlüsse erkennbar sind, ist die Farbe des Quarzes rein grau, ohne violetten Stich; wo beiderlei Färbungen an einander grenzen, sind die Quarztheile optisch etwas verschieden orientirt. Die grau-violette Färbung ist hier übrigens weit häufiger als die rein graue, welche dagegen häufig und nur allein beim Feldspath vorkommt; hier liegen die Körnchen mitunter so gehäuft, dass man sie, wenigstens z. Th., für aufgelöste Bisilicate halten möchte, zumal

Digitized by Google

sie auch in deutliche Einschlüsse von Diallag übergehen. Es spricht dafür auch, dass man in den Quarzen an solchen Stellen, wo sie fast klar und farblos erscheinen, bei starker Vergrösserung grüne Spiesschen und Nädelchen, also anscheinend besser krystallisirte Einschlüsse derselben Art erkennt. Durch Glühen wird die Farbe des Quarzes nicht merklich verändert. Sonst kommen in ihm noch unregelmässige Hohlräume, z. Th. mit Flüssigkeit und Libelle vor.

Der Feldspath, ebenfalls nur in Körnern vorhanden, ist Orthoklas mit parallel ∞P (110) eingelagerten Schnüren von Oligoklas-Albit (Auslöschungsschiefe auf 0P (001) $2\frac{1}{2}^0$, auf ∞P$\breve{\infty}$ (010) 12^0, geringer Ca-Gehalt nachweisbar), dessen z. Th. gekreuzte Lamellen vielfach verbogen und verworfen sind. Die Verwerfung ist dabei für die Lamellen am Anfang des Risses nur gering, beträgt dagegen am Ende desselben oft mehr als Lamellenbreite, zugleich ist die Breite der Lamellen auf beiden Seiten der Spalte oft verschieden, ähnlich wie v. Werveke (dies. Jahrb. 1883, II, Taf. V, Fig. 1) dies abbildet. Der Orthoklas ist aber ausserdem von Oligoklas-Albit umwachsen, wie man namentlich an Schliffen aus dem Gestein losgelöster Körner, auch im reflectirten Lichte, gut erkennt. Diese Zone, welche sich demnach mit dem Orthoklas aus dem Gestein herauslöst, setzt scharf gegenüber dem Kernkrystall, der doch etwa zur Hälfte ebenfalls aus Oligoklas-Albit besteht, ab und geht hauptsächlich die granophyrische Verwachsung mit dem umgebenden Quarz ein, der Art, dass zahlreiche, ungefähr parallel oder radial geordnete schlauchförmige Partien von Feldspath und Quarz einander durchdringen oder mit einander abwechseln. Die staubförmigen Einschlüsse des Feldspathes sind z. Th. so gross, dass man sie als kurze Stäbchen erkennen kann, die unter einander parallel und entweder parallel oder senkrecht zu den Zwillingsgrenzen orientirt sind.

Die Augit-Körnchen sind durch eine vollkommene Absonderung sowohl parallel ∞P$\breve{\infty}$ (100) als parallel 0P (001) ausgezeichnet. Die Blättchen || ∞P$\breve{\infty}$ (100) zeigen zwei auf einander senkrechte Streifensysteme, die Blättchen || 0P (001) dagegen ausser den diagonal liegenden Spaltrissen nach dem Prisma eine den Winkel desselben halbirende mehr oder we-

Digitized by Google

niger feine Streifung oder Faserung. Eine Elasticitätsaxe ist auf ∞P (110) 40° gegen $\dot{c}$ geneigt, die Farbe parallel dieser Richtung grasgrün, senkrecht dazu etwas gelblicher; Spaltblättchen || ∞P∞ (100) sind || $\dot{c}$ tiefgrün, || $\bar{b}$ etwas heller, gelblicher. In den Blättchen || ∞P (110) trifft man zuweilen sehr feine, gegen $\dot{c}$ unter 19½—21° geneigte Streifen, welche nicht mit der Hauptmasse auslöschen, deren optische Orientirung indessen nicht bestimmt werden konnte; ebenso machen sich zuweilen || 0P (001) gelagerte Zwillingslamellen bemerklich. Dieser demnach durchaus Diallag- und zugleich Malakolith-artige Augit überwiegt an Menge sowohl den Hypersthen wie die Hornblende, von welchen er im Schliff viel schwieriger zu unterscheiden ist, als im Gesteinspulver, da man hier, zumal nach Aussonderung der spez. schwersten Gemengtheile fast nur Spaltblättchen vor sich hat, deren optische Eigenschaften gegenüber denen des Hypersthens und der Hornblende bald auffallen. Die recht kleinen Körnchen des Hypersthens zeigen auf den nahezu zu einander senkrechten Spaltflächen den gewöhnlichen Pleochroismus und die geforderte optische Orientirung. Die Hornblende ist noch spärlicher als der Hypersthen, ihre Auslöschungsschiefe auf ∞P (110) ist 12°, die Farbe des parallel dieser Richtung schwingenden Strahles ist gelbbraun mit Stich ins Grünliche, senkrecht dazu fast gleich, bald etwas heller, bald auch etwas dunkler, welches ungewöhnliche Verhalten bereits von Becke (Tschermak's Min. u. Petrogr. Mitth. 1881. p. 236) beobachtet wurde.

Diese drei Bisilicate liegen allermeist etwas gehäuft beisammen, der Diallag sowohl mit Hornblende wie mit Hypersthen mit parallelen $\dot{c}$-Axen verwachsen, ebenso Hornblende und Hypersthen, und in ihrer Nähe hat sich gewöhnlich auch der röthliche Granat in schlauchförmigen oder rundlichen Klümpchen angesiedelt, so dass man den Eindruck gewinnt, es seien alle vier Mineralien aus einander oder einem gemeinschaftlichen Muttermineral erst entstanden, oder gleichzeitig aus einem fremden Gestein überkommen, wie denn überhaupt die ganze Structur des Gesteins — das Auftreten sämmtlicher Gemengtheile in Körnerform, welche alle einander einschliessen,

Digitized by Google

so dass das Altersverhältniss nicht bestimmt werden kann, die Durchwachsung und Umwachsung des Orthoklases von Albit-Oligoklas, die Verflössung des letzteren mit der umgebenden Quarzmasse, die Imprägnation beider mit staubartigen Theilen, deren Farbe zugleich mit der optischen Orientirung des Quarzes auf zwei Wachsthumsperioden desselben deuten — wohl darauf hinweist, dass das Gestein nicht unter ganz normalen Verhältnissen sich bildete. Falls das Gestein überhaupt eruptiv ist, rührt vielleicht der Gehalt an Diallag, Hypersthen, Hornblende und Granat nur von den durchbrochenen krystallinischen Schiefern her, welche diese Mineralien sehr häufig führen (vergl. figde. Seite), es stimmt damit das nahe Beisammenliegen von nur kleinen Bröckchen dieser Mineralien, welche das saure Magma wohl ganz aufgelöst hätte, wenn nicht, wie das die Granophyr-Structur anzuzeigen scheint, seine Erstarrung sehr rasch erfolgt wäre. Erze sind spärlich und finden sich meist in der Nähe der Bisilicate in grösseren Körnern.

In dem zweiten Handstück desselben Fundortes ist die Structur eher Schrift-Granit-artig, die Gemengtheile sind dieselben, der Quarz ist etwas weniger stark als vorher grau getrübt, der Feldspath zeigt dieselbe Verwachsung mit Oligoklas-Albit. Accessorisch erscheint hier auch Titanit.

Die übrigen Quarz-Gesteine vom Pare-Gebirge, vom Fuss des Longido-Berges und dem Berglande Matiom haben meist ausgesprochene **Gneiss**-Structur. Diejenigen des erstgenannten Fundortes führen als Bisilicate Hypersthen in Körnern, daneben z. Th. wenig tiefgrüne Hornblende und Biotit, alle zuweilen in äusserst geringer Menge, während der Quarz dann um so mehr vorherrscht und selbst den Feldspath stark zurückdrängt. Dieser ist z. Th. Oligoklas, z. Th. und zwar in demselben Gestein, nach den Auslöschungsschiefen auf den Spaltblättchen (bis 25° und 40° ansteigend) auch sehr basisch. (Spec. Gew. 2,65—2,7.) Alle Gemengtheile erscheinen in Körnern, nur die accessorisch vorkommenden, Granat, Rutil, Perowskit und Erze haben zuweilen Andeutung von Krystallflächen, sie finden sich wie auch der Hypersthen und die Hornblende meist etwas gehäuft, auch als Einschluss im Quarz. Den Gesteinen des zweiten und dritten Fundortes fehlt der

Digitized by Google

Hypersthen, dafür tritt aber um so reichlicher tiefgrüne Hornblende neben etwas Biotit in mehr oder weniger parallelen Lagen ein. Der Feldspath ist z. Th. Orthoklas (auch Mikroklin mit Albit umwachsen), z. Th. (in demselben Handstück) Oligoklas. Accessorisch sind Granat, Zircon, Flussspath und zuweilen recht reichlich Apatit.

Die quarzfreien Gesteine führen auffallender Weise ebenfalls gleichzeitig Hornblende und (meist Diallag-artigen) Augit, daneben z. Th. ebenfalls Hypersthen, z. Th. Skapolith; auch der Granat kehrt hier wieder. Diese Zusammensetzung wie auch das starke Schwanken des Quarzgehaltes der vorigen Gruppe (von Gesteinen mit mindestens 90 % Quarz bis zu solchen mit höchstens 50 %), ebenso der vielfache Wechsel des feldspathigen Gemengtheiles (Orthoklas-Mikroklin und Albit neben Oligoklas und Anorthit) macht es wahrscheinlich, dass alle diese Gesteine einem geologischen Ganzen zugehören, vermuthlich einer Gneissstufe, die nach ihrer vielfach wechselnden Ausbildung der von Becke beschriebenen mittleren Gneissstufe des Nieder-Österreichischen Waldviertels zu vergleichen wäre.

Die quarzfreien Gesteine haben ebenfalls meist eine ausgesprochene Gneiss-Structur, meist durch lagenweise Anordnung der Hornblende, so dass man sie als Augit- (Diallag-) Amphibolite bezeichnen kann. Das Korn der Gemengtheile ist verhältnissmässig gross (2—3 mm.), es fehlt ihnen, mit Ausnahme des Granats und der accessorisch vorkommenden (Apatit, Titanit, Erze) Krystallbegrenzung. In den skapolithfreien Gesteinen vom Ngua-Berg bei Masinde (anstehend) und vom Pare-Gebirge wechselt die Menge des Feldspathes ganz ausserordentlich, bald überwiegt er etwas die Bisilicate, bald macht er kaum den zehnten Theil derselben aus. Ebenso scheint seine Zusammensetzung (Schiefe auf 0P (001) 0° bis mehr als 20°, meist 5—12°, auf $\infty P\bar{\infty}$ (010) 7—20°) sehr zu schwanken; gekreuzte und stark verbogene Lamellen mit entsprechend undulöser Auslöschung sind nicht selten, letztere in einem Gestein die Regel. Die Hornblende ist z. Th. grün (mit 13—14° Schiefe auf ∞P (110) und geringem Pleochroismus), z. Th. braun (Schiefe 9—10°, $\| \dot{c}$ gelbbraun, senkrecht dazu heller), enthält zuweilen strichförmige unter einander

Digitized by Google

parallel, zu ∞P (110) geneigt gelagerte Einschlüsse; ihre unregelmässig begrenzten Körner sind zuweilen zahnartig in den Feldspath hineingewachsen. Der Augit ist meist diallagartig, der Pleochroismus ist nur in Schnitten || 0P (001) etwas merklich: || $\bar{b}$ grünlich, || $\grave{a}$ gelblich, die Schiefe auf ∞P (110) beträgt 40—43°. Neben Diallag kommt selten auch gewöhnlicher Augit von übrigens denselben Eigenschaften vor. Zu erwähnen ist noch, dass beide häufig wurmförmige Einlagerungen einer Substanz enthalten, welche nach dem Pleochroismus von blaugrün bis gelbgrün ungefähr parallel und senkrecht zu ihren selten deutlichen Spaltrissen, wahrscheinlich Hornblende ist. Diese Substanz umwächst auch zuweilen den Hypersthen (anscheinend unregelmässig), der nur in dem Vorkommen vom Ngua-Berg in untergeordneter Menge sich einfindet; seine optischen Eigenschaften sind die gewöhnlichen, die characteristischen Einlagerungen finden sich selten und spärlich, häufiger ist die vorher erwähnte grüne Substanz parallel ∞P (110) auch eingewachsen. Die Hornblende überwiegt der Menge nach den Augit um das 3—4fache und enthält ihn auch als Einschluss.

Die skapolithführenden Amphibolite (die Fundorte der beiden ganz identischen Gesteine sind: zwischen Pangani-Fluss und Pare-Gebirge und Litaema-Gebirge bei Klein-Aruscha) zeigen eine deutliche Lagen-Structur durch das Abwechseln Feldspath- oder Hornblende- und Augit- oder Granat-reicher Partien. Der Feldspath ist hier jedenfalls basischer als Labrador (Schiefe auf 0P (001) 18—30°), die grüne Hornblende (Schiefe auf ∞P (110) 14°, Pleochroismus || $\grave{c}$ ca. grüngelb, || $\bar{b}$ sehr dunkel braun mit grünlichem Stich, $\grave{a}$ (ca.) hellgelb, also $b > c > a$) ist öfter durch eine gegen $\grave{c}$ etwa unter 70° geneigte Absonderungsfläche (gemessen auf der Spaltfläche) ausgezeichnet. Der Augit (Schiefe auf ∞P (110) 34—35°), zuweilen umwachsen von Hornblende, ist nicht diallagartig. Alle diese Gemengtheile bilden unregelmässige Körner, nur der Skapolith in ziemlich spärlichen, parallel der Längsrichtung meist zerfaserten Säulen zeigt öfter ziemlich scharf rechteckige (isotrope, bez. optisch einaxige) Durchschnitte, mit auf einander senkrechten Spaltrissen, ebenso bildet der ziem-

Digitized by Google

lich reichlich vorhandene Granat meist deutliche Rhombendodekaëder, er enthält eiförmige, farblose aber doppeltbrechende Körnchen neben Hornblende, welche ihn auch häufiger kranzförmig umgiebt.

Die von G. Rose früher beschriebenen Gesteine aus der Gegend nördlich vom Ussamba-Gebirge bis nördlich vom See Jipe (Zeitschr. f. allg. Erdkunde, N. F. Bd. 14, 1863, p. 245) und die von J. Roth beschriebenen (das. Bd. 15, p. 544) aus derselben oder benachbarten Gegend sind den vorliegenden sehr ähnlich. Ein (für massig angesehener) Hypersthenit mit Hypersthen, Labrador und Olivin kommt danach auch in der Gegend zwischen Taweta und dem See Jipe vor.

Die jüngeren Eruptivgesteine sind in dem verhältnissmässig kleinen durchreisten Gebietsstreifen vom Naiwascha-See bis etwas südlich vom Kilima-Ndjaro in einer überraschenden Mannigfaltigkeit vertreten. Da auch hier fast nur Gerölle vorliegen, lässt sich Sicheres über die Produkte der einzelnen Eruptionsherde nicht mittheilen; indessen scheint es, dass in der Gegend des Naiwascha-Sees fast ausschliesslich liparitische und trachytische Gesteine zur Eruption kamen, dass der (noch thätige) Vulkan Dönjo Ngai vorwiegend Nephelin- (und Melilith-) Gesteine lieferte, während endlich reine Plagioklasgesteine in der Gegend nördlich des Kitumbin-Berges bis zum Naiwascha-See, aber im Ganzen nur spärlich, gefunden sind[1].

Die quarzführenden Gesteine, mit einer Ausnahme (in der Ebene Mossiro-Mutiek umherliegende Stücke) sämmtlich aus der Nähe des Naiwascha-Sees stammend, namentlich aus der südlich dieses Sees gelegenen durch heisse Quellen ausgezeichneten Schlucht, sind z. Th. fast ganz krystallin, z. Th. als Pechsteine entwickelt. Beide sind dort auch anstehend in bis 200′ hohen steilen Wänden beobachtet, die

[1] Thomson (l. c.) unterscheidet (vorläufig wie mir scheint ohne hinlängliche Begründung) unter den vulkanischen Massen jüngere und ältere. Ihre Eruptionsherde liegen auf einer grossen, auch in den Terrainverhältnissen gut zum Ausdruck kommenden Spalte, die weit im Norden des Naiwascha-Sees beginnt und sich allmälig erweiternd bis südlich vom Kilima Ndjaro reicht.

Digitized by Google

glasigen ausserdem in der umgebenden Tuff-erfüllten Ebene in zahllosen Bruchstücken verbreitet.

Unter den krystallinen **Lipariten** ist ein Gestein besonders auffallend, welches am nördlichen Ausgange der erwähnten Schlucht in bis 100′ hohen Wänden ansteht. Grau bis graublau, porös, ähnlich zähe und rauh anzufühlen wie die Mühlsteinlava von Niedermendig, sind makroskopisch nur kleine Krystalle von Quarz (∞R.$\pm$R.mR) $\varkappa$ ($10\bar{1}0$) $\varkappa$ ($10\bar{1}1$) $\varkappa$ ($01\bar{1}1$) $\varkappa$ ($h0\bar{h}l$) und sehr kleine schwarze Hornblende-Prismen [mit $\infty P\bar{\infty}.\infty P.P.0P$ (010).(110).(11$\bar{1}$).001)] in kleinen Drusenräumen einer mehr oder minder deutlich sphärolithischen Grundmasse zu erkennen. Die Kügelchen derselben von 1—2 mm. Durchmesser sind zu Schnüren geordnet und lassen zwischen sich feine Hohlräume, in welchen man zuweilen äusserst kleine wasserhelle, nach a verlängerte Sanidintäfelchen findet. U. d. M. erweist sich der wasserhelle Quarz stark von Sprüngen durchsetzt, mit Einschlüssen von blauer Hornblende und Feldspath, auch wohl Glas und braunen doppeltbrechenden Körnchen; nur da, wo kleine Hohlräume angeschnitten sind, regelmässig begrenzt, sonst mit den Feldspath-Fasern der Grundmasse innig verflösst, ohne dass eine wirkliche Granophyrstructur zu Stande käme, da die Feldspathe nicht einheitlich auslöschen; eigentlich einsprenglingsartig tritt er daher auch nicht auf; noch weniger der (stets ungestreifte) Feldspath, der schmale, schlecht begrenzte, an den Enden meist zerfranste sphärolithisch geordnete Leisten und Fasern bildet, welche so eng an einander schliessen, dass für Glasmasse kaum noch Platz übrig bleibt. Zwischen den Fasern der Sphärolithe und auch wie der Quarz die Lücken zwischen den einzelnen Sphärolithen ausfüllend, zuweilen auch ringförmig um den Mittelpunkt der Sphärolithe in mehreren Zonen geordnet, liegt eine blaue, stark pleochroitische und schwer durchsichtige Hornblende in kurzen säulenförmigen Kryställchen, meist mit deutlichen Endflächen [deutbar als 0P (001), P (11$\bar{1}$)]. Ihr Pleochroismus, identisch mit demjenigen der kleinen aufgewachsenen Kryställchen, ist: $\parallel$ a (ca.) schmutzig gelb, z. Th. mit grünlichem Stich, $\parallel$ c (ca.) sehr tiefblau bis graublau, fast undurchsichtig, während die Farbe $\parallel$ b in Folge des Fehlens hinrei-

Digitized by Google

chend grosser und deutlicher Querschnitte nicht ermittelt werden konnte. Die Auslöschungsschiefe, bestimmt an Spaltblättchen der höchstens ½ mm. grossen aufgewachsenen Krystalle ist sehr gering, übersteigt nicht 2° und ist übrigens wegen der sehr tiefen Färbung nur ungenau zu ermitteln, weist aber ebenfalls auf Arfvedsonit hin. Erze und accessorische Gemengtheile fehlen diesen Gesteinen vollständig; auch Tridymit wurde hier wie bei den folgenden Gesteinen vergeblich gesucht.

Sehr ähnlich ist ein Liparit vom Ufer des Naiwascha-Sees. Makroskopisch durch die mehr braun-graue Farbe, deutliche Fluidalstructur (die stellenweise sogar ins Eutaxitische übergeht) und spärliche eingesprengte Feldspath-Täfelchen und Hornblende-Nädelchen unterschieden, trifft man u. d. M. doch wie vorher Quarz, z. Th. in kleinen Krystallen, häufiger in eckigen, z. Th. gleichzeitig auslöschenden Bruchstücken und dieselbe blaue Hornblende, allerdings gleichzeitig und überwiegend braune. Bei der letzteren findet man in dem durch die Thoulet'sche Trennungsmethode angereicherten Mineralpulver für den ungefähr $\| \dot{c}$ schwingenden Strahl tiefbraune Farben, zuweilen mit Stich ins Grüne oder Bläuliche, bis völlige Absorption, für den senkrecht dazu schwingenden braungelb mit violettem Stich, heller; die Färbung ist im Ganzen aber sehr tief, so dass nur sehr dünne Splitter hinreichend durchsichtig sind und eine Bestimmung der Auslöschungsschiefe nicht möglich war. Diese Blättchen überwiegen der Menge nach die folgenden und sind wie diese im Pulver von sehr scharfen Spaltrissen begrenzt. Die Arfvedsonit-artige Hornblende ist für den ungefähr $\| \dot{c}$ schwingenden Strahl tiefblau mit grünlichem oder violettem Stich durchsichtig, senkrecht dazu grün-graugelb, zuweilen auch graugelb mit violettem Stich, oder graublau in Lavendelblau geneigt, wobei auch die Art der Färbung anscheinend durch die Dicke der Blättchen beeinflusst wird. Die Auslöschung ist jedenfalls nicht ganz parallel $\dot{c}$, aber schwer zu bestimmen; vollständige Dunkelheit tritt bei keiner Stellung ein und die Aufhellung ist stets sehr schwach. Öfter ist die gewöhnliche Endbegrenzung der Hornblende zu erkennen, daneben häufig auch unter ca. 75°, seltener senkrecht gegen die Verticalaxe verlaufende Absonderungsflächen.

Digitized by Google

Im Gesteinspulver erkennt man aber noch weitere basische Gemengtheile in geringer Menge, welche sich im Schliff fast der Beobachtung entziehen: sehr tief gefärbte, stark doppeltbrechende Blättchen von wenig scharfen Spaltrissen begrenzt, gegen welche eine Elasticitäts-Axe unter 29—33° neigt; sie sind sehr tief rothbraun, fast undurchsichtig für den ca. 30° zu den Spaltrissen geneigt schwingenden Strahl, braunroth, etwas heller für den senkrecht dazu schwingenden; beide Farben beim Drehen durch roth-violett in einander übergehend. Dieses Mineral stimmt demnach ganz auffallend überein mit dem früher von mir aus Trachyten von den Azoren (dies. Jahrb. 1883. II. p. 216, an dritter Stelle) beschriebenen, das ich für einen eisenreichen Augit zu halten geneigt war; eine Identität beider ist um so wahrscheinlicher, als ein grüner Augit, z. Th. in scharfen Kryställchen der gewöhnlichen Form (‖ ∞P∞ (010) tiefgrün bis bläulich-grün, senkrecht dazu grünlich-gelb) daneben wiederkehrt. Ob diesem letzteren in der That die früher (l. c.) zugeschriebene sehr geringe Auslöschungsschiefe (0—8°) zukommt, scheint mir jetzt etwas zweifelhaft, vielleicht wurden auch dort die Kryställchen des Pulvers z. Th. auf ∞P∞ (100) liegend beobachtet. Ebenso darf man wohl vermuthen, da in diesem Falle deutliche Hornblende-Kryställchen auch in dem vorher beschriebenen Gestein erkannt werden konnten, dass auch die l. c. p. 215 als Augit beschriebenen Gemengtheile mit gelben, z. Th. auch blauen Farben und starkem Pleochroismus wie hier dem Arfvedsonit zuzuzählen sind, zumal die Verbandsverhältnisse der gelb und braun pleochroitischen und blauen Theile ganz analoge sind. Die überwiegende braune Hornblende bildet kleine, z. Th. scharf begrenzte, öfter aber zerfressene und durchlöcherte Einsprenglinge und im letzteren Falle ist sie fast stets von blauer Hornblende in anscheinend unregelmässigen Fetzen und ohne dass eine Orientirung zu bemerken wäre, umwachsen, so, als ob die eine, etwa unter Einwirkung eines alkalireichen Magmas aus der andern entstanden wäre, ohne dass eine Ausscheidung von Erz, welches diesen Gesteinen characteristischer Weise ganz fehlt (wie den früher l. c. beschriebenen fast ganz) stattgefunden hätte. Dem entsprechend ist bei kleinen Kryställchen ein brauner Kern nicht immer mehr zu erkennen und die

Digitized by Google

zuweilen eingeschlossen vorkommenden Hornblenden sind stets blaue Fäserchen, aus einem alkalireichen Magma, das seines geringen Ca- und Mg-Gehaltes durch die braune Hornblende schon ganz beraubt war, ausgeschieden. Solche Einschlüsse blauer Hornblende kommen in dem meist ganz regelmässig, oft in Karlsbader Zwillingen krystallisirten Feldspath-Einsprenglingen sehr selten vor, dagegen characteristischer Weise häufig in der letzten etwas porphyrischen Ausscheidung des Magmas, dem Quarz, der, wie die vielfach wurmförmigen und lappigen Umrisse und die innige Verflechtung mit den Feldspathfasern der Grundmasse zeigen, offenbar erst unmittelbar vor und z. Th. noch während der Erstarrung der Grundmasse fest wurde. Diese letzte schnelle Erstarrung führte auch erst zur Ausscheidung der kleinen grünen Augite, welche zwischen die oft roh radial angeordneten Feldspath-Fasern mit einer gelblichen structurlosen Glasmasse eingebettet sind.

Die porphyrischen Ausscheidungen des Gesteins sind nicht so zahlreich, dass man nicht in seiner Grundmassen-Structur eine deutliche Annäherung an diejenige der Phonolithe und der früher beschriebenen „Akmit-Trachyte“ erkennen könnte; diese Ähnlichkeit würde sich offenbar noch mehr ausprägen, wenn die Erstarrung so langsam erfolgt wäre, dass die basischen Einsprenglinge von brauner Hornblende vollständig aufgelöst, und an ihre Stelle lauter Augit oder blaue Hornblende getreten wäre, eingeklemmt zwischen die Feldspathleisten, zwischen welchen dann auch das Glas fehlen würde. Diese Structur-Differenz der Gesteine scheint aber keine zufällige, sondern in der verschiedenen Basicität begründet zu sein. Saure Gesteine kennen wir viel reichlicher in Glasform als basische, sie erstarren rasch und in Folge dessen bleibt die bei hoher Temperatur und vermuthlich auch hohem Druck gebildete und, wofür viele Beobachtungen sprechen, auch nur unter solchen Verhältnissen im Magma beständige braune Hornblende besser erhalten, als in dem durch langsamere Erstarrung auch länger angreifenden Magma basischer Gesteine, sie tritt darum in den krystalliner ausgebildeten Akmittrachyten zugleich mit dem Glas sehr zurück, um dem Augit zu weichen, während sie umgekehrt in den rein glasigen, den

Digitized by Google

obigen Gesteinen entsprechenden Liparit-Pechsteinen ganz allein, ohne Augit sich findet[1].

Diese **Pechsteine,** nicht allein in der Ebene des Naiwascha-Sees, sondern auch in der mehrfach erwähnten südlich davon gelegenen Schlucht anscheinend in grossen Mengen („bis 200′ hohe Wände") verbreitet, sind fast alle ganz compact, gehen selten an der geflossenen Oberfläche oder ganz in Bimsteine über. Sie werden von Säuren (wie auch die vorher beschriebenen Gesteine) nicht angegriffen, auch nicht nach dem Glühen, und geben beim Erhitzen nur wenig Wasser ab. Makroskopisch eingesprengt ist nur Quarz, mikroskopisch auch wenig Feldspath und Hornblende, alle aber recht spärlich. Die Quarze führen auch hier wieder neben globulitisch entglasten Glas-Einschlüssen solche von blauer Hornblende, in wenig regelmässigen, zu Bündeln gruppirten Fasern, die offenbar der starken Anreicherung des im Quarz zurückgebliebenen Magmas an Alkali ihre Entstehung verdanken, da die übrigen frei in der Glasmasse liegenden Hornblende-Mikrolithe von gelbgrünen ($\| c$ ca.) bis gelbbraunen (senkrecht dazu) Farben schwanken, blaue sonst nicht vorkommt. Die braune Hornblende ist auch hier, abgesehen von Einbuchtungen (und vielen Einschlüssen) der Glasmasse gut krystallisirt, ebenso der braune Hornblende als Einschluss führende Feldspath; indessen kommen bei letzterem auch knäulartig gruppirte Täfelchen und wurmförmig durch einander geschlungene, anscheinend halb aufgelöste Krystall-Bruchstücke vor. Der Quarz ist in manchen Gesteinen gar nicht zur Ausscheidung gelangt, sonst bildet er meist grosse rundliche Körner, die von annähernd kreisförmigen Sprüngen, dem Umriss parallel, durchzogen sind, während zugleich das umgebende Glas sich perlitisch absondert. Aber auch sonst zeigt das Glas zuweilen schöne Perlitstructur und ebenso als Vorläufer derselben Lithophysen mit allerdings nur schwachen aber doch deutlichen Interferenz-Kreuzen, die offenbar erst durch einen nach oder während der Erstarrung eingetretenen Druck entstanden sind, da die Untersuchung ihrer Elasticitätsaxen mit dem Gypsblättchen

[1] Über die Rolle des Augits und der Hornblende in den Erstarrungs-Gesteinen, vergl. auch K. A. Lossen, Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 1883. p. 218.

Digitized by Google

zeigt, dass je die grössere und kleinere derselben auf weite Strecken im Schliff parallel liegen und von der Fluidalstructur ganz unabhängig sind[1]. Von diesen sekundären Erscheinungen und der durch die parallele Lagerung feinster Fäserchen bedingten Fluidalstructur abgesehen, ist das Glas völlig structurlos, selten, namentlich am Rande der perlitischen Sprünge, mikrofelsitisch (vielleicht nur in Folge von Zersetzung?). Zuweilen kommt auch ein lichtgelbliches Glas in Fetzen und grösseren Flecken, aber mit denselben Ausscheidungen wie die Hauptmasse vor.

Zersetzte, offenbar hierher gehörige Gesteine desselben Fundortes (aus der Nähe der heissen Quellen) sind weissroth oder rothbraun. Die Quarze, z. Th. in scharfen Krystallen, sind unverändert, der Feldspath dagegen ist in eine weisse, isotrope, anscheinend Opal-artige Substanz verwandelt; rothbraune, faserig-streifige Fleckchen mit geringem Pleochroismus sind wohl auf zersetzte Hornblende zu deuten. Die Glasmasse erscheint mikrofelsitisch, faserig-körnig, lässt aber zum Theil noch deutliche Fluidalstructur und auch wohl Sphärolithe erkennen. Der salzsaure Auszug dieser Pechsteine giebt merkliche Reaktion auf Thonerde und Eisen, ausserdem aber auf Schwefelsäure. Das in Folge der Zersetzung reichlicher vorhandene Wasser entweicht schon beim Kochen der Gesteinssplitter in Kanadabalsam, weshalb die Schliffe beim Dünnerwerden sich krümmen und abblättern. Bimsteine, ebenfalls z. Th. stark zersetzt oder zu feinem Pulver zerrieben, kommen an derselben Lokalität vor.

Die **quarzfreien**, den vorigen verwandten **Orthoklas-Gesteine** aus der Umgebung des Naiwascha-Sees und (anstehend) aus dem Thale Kiwangaine sind z. Th. auch äusserlich den früher beschriebenen Akmit-Trachyten der Azoren sehr ähnlich, im Ganzen aber mannigfaltiger entwickelt. Die Gesteine, grau bis schwärzlich, häufig ins Grünliche spielend, sind z. Th. locker, sandig anzufühlen, manche wie die Phono-

[1] Da, wo perlitische Absonderung eingetreten ist, erweist sich dagegen das Glas, wie schon Rosenbusch (Phys. II. p. 165) hervorhebt, als ganz isotrop; ähnlich wie stark erhitzte, und der Abkühlung ausgesetzte und deshalb doppeltbrechende Objekt-Gläschen sofort ganz oder nahezu isotrop werden, wenn das Glas springt.

Digitized by Google

lithe mit ebenen, glänzenden Absonderungsflächen, z. Th. sehr zähe und fest. Auch blasenreiche, von grüngelben, sehr lockeren Partien schlierig durchzogene Varietäten fehlen nicht neben ganz compacten; die Fluidalstructur ist aber fast stets sehr deutlich.

Von Einsprenglingen sind eigentlich nur kleinere Feldspathe in ziemlich geringer Menge vorhanden. Diese sind scharf begrenzt, tafelartig nach $\infty P\breve{\infty}$ (010), häufig Karlsbader Zwillinge; die Aussenzone ist bei grösseren Krystallen meist voll von Interpositionen, die aber wahrscheinlich kein Erz, sondern dunkler Augit sind (vergl. unten). Ihr specifisches Gewicht ist $< 2{,}65$. Nach seinen krystallographischen und optischen, wahrscheinlich auch nach seinen chemischen Eigenschaften ist dieser Feldspath kein Orthoklas (wenigstens nicht immer), sondern ein den Natron-Mikroklinen FÖRSTNER's nahe stehender Plagioklas. Die aus dem Gestein ausgelesenen, in der Regel kaum 1 mm. grossen Spaltstückchen gestatteten, zumal das Material sehr gering war, nur wenige Bestimmungen. Der Winkel $0P : \infty P\breve{\infty}$ (001 : 010) wurde an etwa 20 Blättchen im Mittel zwischen 89° und 91° schwankend gefunden, nur ausnahmsweise ergaben sich Werthe bis zu $87\frac{1}{2}^0$ und $92\frac{1}{2}^0$; und zwar erschienen auf 0P (001) fast stets zwei ca. 2° von einander, 89° und 91° von $\infty P\breve{\infty}$ (010) entfernte Bilder, während der Reflex auf $\infty P\breve{\infty}$ (010) einfach war; alle drei waren oft ganz scharf (auf 0P (001) zuweilen verlängert $\perp$ zur Zone zu $\infty P\breve{\infty}$ (010) in Folge einer Krümmung der Fläche $\| \bar{b}$), so dass die Abweichung jener Winkel von 90° jedenfalls nicht auf Rechnung der Unvollkommenheit der Flächenbildung zu setzen ist; es deuten jene Winkel vielmehr auf einen nach $\infty P\breve{\infty}$ (010) verzwillingten Feldspath mit einem Spaltwinkel von 89° bez. 91°; wie denn auch die Fläche 0P (001) bei genauerer Betrachtung parallel $\infty P\breve{\infty}$ (010) gestreift oder wellig erscheint. Die Auslöschung auf 0P (001) ist vielfach undulös derart, dass unregelmässig oder nur ungefähr $\| \infty P\breve{\infty}$ (010) abgegrenzte Theile nach rechts und links unter $3—4\frac{1}{2}^0$ gegen einander auslöschen. Zuweilen sind solche Theile aber auch scharf nach $\infty P\breve{\infty}$ (010) abgegrenzt und namentlich kommen in Blättchen, welche ursprünglich nur undulöse Auslöschung zeigen, beim Dünnschleifen (was leider nicht oft gelang) ziem-

Digitized by Google

lich scharf begrenzte Lamellen zum Vorschein. Auf $\infty P\breve{\infty}$ (010) beträgt die Auslöschungsschiefe 8°, steigt selten bis 10°. Ein der natürlichen Fläche 2,P,$\breve{\infty}$ (20$\bar{1}$) parallel geschliffenes Kryställchen war nahezu senkrecht zur ersten Bisectrix getroffen, der kleine Axenwinkel öffnete sich anscheinend (ca.) senkrecht zu $\infty P\breve{\infty}$ (010). (Aus dieser, allerdings vereinzelten Beobachtung würde sich zugleich ergeben, dass die Auslöschung auf 010 negativ zu nehmen wäre, also entgegengesetzt wie bei Förstner's Feldspathen der Mikroklin-Albit-Reihe; indessen scheint es mir bei der Breite der zu beobachtenden Interferenz-Curven und der Schwierigkeit derartig kleine Kryställchen orientirt zu schleifen, nicht unmöglich, dass die Mittellinie bis 18° von der Normalen zu 2,P,$\breve{\infty}$ (20$\bar{1}$) abweicht, und die Auslöschung auf M demnach auch hier positiv ist.) Die Feldspathe enthalten neben Na und K auch etwas Ca. — Öfter wurde übrigens der Spaltwinkel fast genau zu 90° und auf 0P (001) orientirte Auslöschung gefunden, vielleicht sind aber auch dann beide Werthe nur scheinbar richtig, durch besonders feine, gleich breite und sich überlagernde Lamellen veranlasst.

Die Bisilicate sind hier reichlicher als in den quarzhaltigen Gesteinen vorhanden, und die Augite überwiegen die Hornblenden bedeutend, zugleich fehlen Einsprenglinge von brauner Hornblende fast ganz und die wenigen vorhandenen fetzenförmigen Durchschnitte laufen fast stets in arfvedsonitähnliche blaue Theile aus. Der Augit, zuweilen mit der Hornblende parallel verwachsen, ist meist hellgelblich- oder bläulich-grün, und zwar scheinen die grösseren Krystalle vorwiegend die erstere, die kleineren die letzte Färbung zu haben, ebenso wie die Auslöschungsschiefen nach zahlreichen Messungen an Spaltblättchen des angereicherten Gesteinspulvers anscheinend um so geringer werden, je tiefer grün die Farbe ist, von 10° bis 41° schwanken; zonar gebaute Kryställchen löschen daher in verschiedenen Theilen ungleichzeitig aus. Eigentliche Einsprenglinge von Augit fehlen übrigens und auch kleinere gut begrenzte Krystalle sind seltener als unregelmässige, vielfach von Feldspath durchwachsene lappige Gebilde. Der Pleochroismus wächst mit der Tiefe der rein grünen Färbung, die Farbe ist für den am wenigsten geneigt zu c schwingenden Strahl rein

Digitized by Google

grün bis bläulich-grün, senkrecht dazu grasgrün bis gelblich-grün. Reichlicher als in den Lipariten gesellen sich zu diesem Augit wieder sehr dunkle, bräunliche, in Fetzen vertheilte Gebilde, die innig mit dem grünen Augit und der blauen und braunen Hornblende untermengt, die grösseren Feldspathe und den Sodalith, wo dieser vorhanden ist, kranzförmig umlagern, oder zwischen den Feldspathleisten der Grundmasse eingeklemmt sind. Diese Gebilde sind im Schliff z. Th. so dunkel, dass man sie bei oberflächlicher Betrachtung für Magnetit hält, besser durchsichtig sind sie im angereicherten feinen Gesteinspulver, wo man zugleich erkennt, dass Magnetit auch diesen Gesteinen so gut wie ganz fehlt. Ob diese Blättchen einer Hornblende oder einem Augit zugehören, liess sich nicht entscheiden; die Auslöschungsschiefe ist hier im Gegensatz zu dem Verhalten der braunen Blättchen der Liparite nur gering, zwischen 3^0 und 10^0, gemessen zu den Spaltrissen der Blättchen. Die Farben schwanken von kaffeebraun bis rauchgrau mit Stich ins Violette ungefähr der Spaltrichtung parallel und braun-violett, dunkler bis zur völligen Absorption senkrecht dazu. Die Farbe ist übrigens so tief, dass zwischen gekreuzten Nicols kaum Aufhellung eintritt und die Bestimmung der Auslöschungsschiefe daher eine sehr vage ist.

Von accessorischen Gemengtheilen, die in diesem Falle characteristisch zu nennen sind, erscheint ausser Olivin in unregelmässigen Körnern, der schon früher in den ähnlichen Gesteinen der Azoren beobachtet wurde, auch Sodalith in zierlichen Krystallen; er bewirkt eine deutliche Chlorreaction sowohl des mit Salpetersäure behandelten Gesteinspulvers als namentlich des spec. leichtesten Theiles desselben. Andere accessorische Gemengtheile, Erze, Apatit und namentlich im Gegensatz zu den Nephelin-Gesteinen, Titanit fehlen fast ganz.

Die Structur dieser Gesteine ist ganz ähnlich derjenigen der azorischen Akmit-Trachyte, ausgesprochen phonolithisch; nur liegt zwischen den Feldspathleisten der Grundmasse häufig ein graubraunes, z. Th. globulitisches Glas mit helleren und dunkleren Schlieren und lang gestreckten Hohlräumen. Ein bimsteinartiges Gestein enthält sogar neben den characteristischen Bisilicaten fast nur Glas. Die Feld-

Digitized by Google

spathe sind zuweilen zu rohen Spärolithen, oder öfter Axiolithen gruppirt, und diese in der Richtung der Fluidalstructur an einander gereiht. In ziemlich glasreichen Gesteinen kommen aber zuweilen auch durchaus körnig-krystalline Ausscheidungen vor. Von Säuren werden diese Gesteine nicht zerlegt, auch bei den spärlich Sodalith führenden ist keine Spur von Gallertbildung zu bemerken, so wenig wie im Schliff irgend welche Durchschnitte auf Nephelin gedeutet werden konnten.

Es verdient besonders betont zu werden, dass diese Gesteine neben dem ungewöhnlichen Feldspath ein Na- und Fe-reiches Bisilicat, ebenso wie die Muttergesteine der von Förstner beschriebenen Feldspathe z. Th. zugleich Cossyrit führen; auch die ähnlichen älteren Gesteine der Umgegend von Christiania, die Augitsyenite jenes Gebietes, sind durch das gleichzeitige Auftreten von Arfvedsonit (z. Th. auch Akmit) und eines optisch, aber nahezu orthoklastischen Feldspathes ausgezeichnet (vergl. Brögger, Silurische Etagen 2 und 3 etc. p. 258 ff.); letztere stimmen mit diesen jüngeren Gesteinen sogar darin überein, dass Sodalith (dort auch Nephelin) und Olivin als normale, wenn auch spärliche Gemengtheile sich den übrigen zugesellen, dass dagegen der sonst für phonolithische und trachytische (und auch syenitische) Gesteine characteristische Titanit den typischen Vertretern ganz fehlt. Dass auch viele andere Natron-reiche Syenite einen ähnlichen Feldspath zu enthalten scheinen, bemerkt schon Brögger (l. c. p. 306), und Lossen (Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. 1883 p. 216 ff.) machte bereits auf die Ähnlichkeit der hieher gehörigen älteren Gesteine mit gewissen Augit-Trachyten, und auf den geologischen Verband beider mit den Nephelin-Gesteinen aufmerksam.

An die Besprechung der Akmit-Trachyte schliesse ich unmittelbar die der ihnen im vorliegenden Falle am nächsten stehenden **Nephelinite**. Sie stammen mit einer Ausnahme (ein Gestein aus der Ebene zwischen Kilima-Ndjaro und Pangani-Fluss bei Klein-Aruscha, welches auch petrographisch etwas abweicht), alle aus der nähern Umgebung des ca. 1300 m. aus der Ebene aufragenden noch thätigen[1] Vulkans

[1] Es wurde Rauch auf seinem Gipfel bemerkt.

Digitized by Google

Dönjo Ngai. Sie erscheinen in zwei, makroskopisch sehr unähnlichen Ausbildungsweisen, welche aber, wie unten gezeigt werden wird, wahrscheinlich genetisch enge verknüpft sind. In der einen sind es meist sehr grobkörnige Gesteine, deutliche Gemenge von Nephelin [oft 3 : 5 mm. grosse Krystalle der Form $\infty P . 0P$ (10$\bar{1}$0) (0001)] und von dunkelgrünem Augit [nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) tafelartige Krystalle derselben Grösse, mit $\infty P . \infty P\bar{\infty} . P$ (110) (010) (11$\bar{1}$)], deren Mengenverhältniss ziemlich stark schwankt, meist sind aber beide, so weit sich das taxiren lässt (man überschätzt leicht die Menge des Augites wegen der dunklen Farbe) ungefähr in gleicher Menge vorhanden. Bei manchen Gesteinen, namentlich solchen von etwas schlackiger Ausbildung, bemerkt man ausserdem noch eine dunkel-grünschwarze, im Bruch pechglänzende Masse, welche sich erst u. d. M. als Glas herausstellt. Sonst sind auch die übrigen Gemengtheile gewöhnlich schon makroskopisch zu unterscheiden: schwarzer Granat in der Form $\infty O . 2O2$ (110) (211) und ein weisses faseriges bis stängliches Mineral, das bei den compacten Gesteinen normal zwischen die übrigen Gemengtheile gelagert, bei den etwas schlackigen auch in Hohlräumen aufgewachsen ist und sich dann nach chemischen und optischen Methoden bequem als Wollastonit bestimmen lässt. Er fehlt übrigens manchen Gesteinen. In den Hohlräumen der blasigen Gesteine haben sich nicht selten Zeolithe (Heulandit) und namentlich Carbonate angesiedelt.

Das dunkelgrüne Glas, welches die erste Gruppe der Nephelinite hauptsächlich characterisirt, ist in manchen Gesteinen sehr reichlich, in anderen nur in der Form grösserer Einschlüsse in den Einsprenglingen enthalten, ganz isotrop, zwar nicht ganz klar, aber doch, abgesehen von wenigen anscheinend farblosen und isotropen Körnchen, ohne sichtbare Ausscheidungen, überall ganz gleichmässig zwischen den grossen Einsprenglingen und Mikrolithen der Grundmasse vertheilt, spielt daher die Rolle einer wirklichen Mutterlauge; Fluidalstructur fehlt. Eine chemische Sonderuntersuchung war trotz der Grobkörnigkeit mancher glasreicher Gesteine nicht möglich; immer fiel es in der Thoulet'schen Lösung, auch bei vorsichtigster Verdünnung, gleichzeitig mit dem Nephelin aus. Es lässt sich daher nur sagen, dass es von Säuren rasch

Digitized by Google

entfärbt und etwas schwieriger zersetzt wird, auf Eisen und Magnesia reagirt (ausserdem wahrscheinlich auch auf Thonerde und Alkalien, die gleichzeitig aus dem Nephelin in Lösung gehen). Nächst diesem Glas ist der jüngste Gemengtheil offenbar der Nephelin, der daher in reichlicher Glas führenden Gesteinen in scharfen Krystallen erscheint, die dann aber in der Grösse von grossen Einsprenglingen bis zu höchst mikroskopischen Kryställchen mit kaum noch wahrnehmbarer Doppelbrechung schwanken. Sie haben die Formen ∞P . 0P (10$\bar{1}$0) (0001), die oft im Grossen treppenförmig mit einander abwechseln. In der Randzone sind Einschlüsse von Augit-Mikrolithen, Titanit, tief grünem Glas mit körnigen Entglasungsproducten häufig; ebenso $\parallel$ 0P (0001) gelagerte Interpositionen, welche vielleicht erst später durch Zersetzung entstanden sind, wenigstens beobachtet man öfter Krystalle, deren Säulenkante tief gezähnt ist, indem die Grundmasse parallel der Basis eingedrungen ist. Da wo die Einsprenglinge zahlreicher werden, so dass sie an einander grenzen, sind sie nur noch auf einer Seite krystallgerecht begrenzt und bei noch weiterem Zurücktreten der Glasmasse findet man oft nur noch unregelmässig begrenzte Durchschnitte, die bei feinerem Korn der Gesteine und in der Grundmasse in das gewöhnliche, mikroskopisch als Nephelin nicht sicher mehr bestimmbare Nephelin-Mosaik übergehen. Manche Durchschnitte weisen aber, wie die schon vorhin erwähnten $\parallel$ 0P (0001) corrodirten darauf hin, dass der Nephelin, obwohl das jüngste Mineral, nach seiner Bildung nicht ganz ungestört geblieben ist. Man findet zuweilen, ganz umgeben von Glasmasse, keulenförmige, ihrer Längsrichtung parallel auslöschende Durchschnitte, solche mit ziemlich gut erhaltener Säulenkante, aber zerfressener Endfläche und eben so senkrecht zur optischen Axe getroffene von zugerundeten aber ganz bizarren Umrissen. Neben Nephelin kommt öfter auch Sodalith in zierlichen Rhombendodekaëdern mit den bekannten Interpositionen parallel seinen Begrenzungsflächen vor. Von Zersetzungsproducten erscheint in beiden zuweilen eine gelbliche oder farblose, völlig isotrope Substanz; meist aber sind die Durchschnitte bei diesen Gesteinen völlig frisch.

Die Augit-Einsprenglinge sind meist wohl krystallisirt,

Digitized by Google

und fast stets zonar gebaut, mit gelblich-grünem Kern und tiefer grüner Randzone, welche auch in wurmförmig gestalteten Partien vielfach in den Kern eingreift. Der Pleochroismus ist in Schnitten $\| 0P$ (001) recht merklich, $\| \bar{b}$ grüngelb, senkrecht dazu fast rein gelb, in der Säulenzone wechseln die Farben von tief blaugrün für den weniger geneigt gegen c schwingenden Strahl bis gelbgrün für den senkrecht dazu schwingenden. Die Auslöschungsschiefe ist ausserordentlich schwankend, stets aber für die grüne Hülle geringer, als für den helleren Kern. Für die erste beträgt sie meist ca. 20° (heruntergehend bis auf 6°), für den Kern 40°, dazwischen kommen alle Mittelwerthe vor; an manchen Krystallen wurden Differenzen zwischen Kern und Hülle bis zu 26° gemessen. Unvollkommene Auslöschung ist daher, zumal in der Säulenzone, in Folge Übereinander-Lagerung optisch verschiedener Theile, sehr häufig. Die Blättchen des Gesteinspulvers sind vielfach $\| \infty P\infty$ (100) abgesondert und im Schliff findet man dem entsprechend auffallend oft polysynthetische Zwillingsbildung nach derselben Fläche, ja in einem recht grobkörnigen Gestein trifft man kaum einfache Krystalle. Hier sind die Augite fast sämmtlich zerbrochen oder zeigen Sprünge, längs welcher die Zwillingslamellen ganz aufhören oder verworfen sind, ohne dass doch die äusseren Conturen mit verworfen wären; auch sind parallel, dicht neben einander her laufende Lamellen zuweilen ungleich stark verworfen, so dass mindestens ein Theil der Lamellen secundären Ursprungs zu sein scheint. Einschlüsse kommen vor von Glasmasse, Nephelin, Titanit und Melanit, letztere zwei z. Th. in scharfen Krystallen.

Auch die Augite sind nicht in allen Gesteinen dieser Art scharf begrenzt, abgesehen von fast basisfreien Gesteinen, in welchen die grosse Zahl der Einsprenglinge der Formen-Ausbildung entgegen trat, erscheinen auch in glasreicheren Gesteinen, abgerundete, halbaufgelöste Krystalle, ja zuweilen findet man statt grösserer Einsprenglinge gehäuft beisammen liegende Fetzen grünen Augites; es bilden sich so Übergänge zu der unten besprochenen zweiten Gruppe von Nepheliniten.

Das Vorkommen so kalkreicher und völlig alkalifreier Silicate wie Wollastonit und Melanit in Nepheliniten

Digitized by Google

ist sehr auffallend; man hat daher den ersteren, wo er bis jetzt in ähnlichen Gesteinen (in den Vesuvlaven und im Phonolith von Oberschaffhausen im Kaiserstuhl, vergl. G. v. Rath, dies. Jahrbuch 1874, p. 521) beobachtet ist, als Einschluss betrachtet, indem seine Entstehung durch den Contact der Laven mit Kalkeinschlüssen bedingt schien; der häufigere Melanit dagegen gilt als normaler, für manche Vorkommnisse vielleicht characteristisch accessorischer, Bestandtheil der Phonolithe und anderer Nephelingesteine. Welche Rolle der Wollastonit in den vorliegenden Gesteinen spielt, ist zwar nicht sicher zu entscheiden; da aber ein reines Kalk-Silicat-Titanat als Titanit sich sehr gewöhnlich in ihnen findet, so scheint mir die Ausscheidung eines reinen Kalksilicates als Wollastonit a priori nicht unmöglich. Seine Isolirung aus dem Gesteinspulver konnte mittelst Thoulet'scher Lösung leicht ausgeführt werden; bei dem spec. Gew. 2,72—2,9 fällt ein fast reines Pulver, welches mit Salzsäure gelatinirt und stark auf Kalk reagirt. Die faserig stängeligen Blättchen lassen eine, bei Zwillingsbildung auch wohl zwei (nicht zusammen gehörige) optische Axen ungefähr senkrecht zur Hauptspaltfläche liegend erkennen und löschen parallel der Faserrichtung aus. Im Schliff ist er fast stets ganz unregelmässig begrenzt und von einer breiten, verworren faserigen Zone anderer Substanz umgeben, welche Aggregat-Polarisation zeigt und in welche die Spaltrisse der Kernmasse im allgemeinen nicht fortsetzen. Diese, offenbar durch Anschmelzung bewirkte Zone ist zuweilen nur allein vorhanden, dann erkennt man aber doch in der Mitte meist noch undeutliche Spaltrisse oder Faserung nach einer Richtung oder parallel gelagerte Mikrolithen und grössere Fetzen von grünem Augit, die auch sonst im Wollastonit, anscheinend parallel verwachsen, vorkommen. Einfache und polysynthetische Zwillingsbildung ist sehr häufig. Ausser den Einschlüssen von grünem Augit kommen auch solche von Glas und z. Th. deutlich krystallisirtem Melanit vor. In manchen Gesteinen ist der Wollastonit ganz oder z. Th. durch kohlensauren Kalk verdrängt.

Nach seinen Einschlüssen, der Parallel-Verwachsung mit grünem Augit, dem Vorkommen in ganz grobkörnigen, fast

Digitized by Google

basisfreien Gesteinen mitten zwischen den andern Gemengtheilen musste demnach der Wollastonit, wenn er auch der Lava ursprünglich fremd gewesen wäre, doch jedenfalls sehr früh aus Kalkeinschlüssen gebildet sein; ich halte es aber für wahrscheinlicher, dass er wirklich wie die anderen Gemengtheile eine Ausscheidung der Lava ist, unabhängig von Einschlüssen entstanden, so gut wie der kalkreiche Melanit. Der Umstand, dass er stets von einer Anschmelzungszone umgeben ist, weist dann allerdings darauf hin, dass er das am wenigsten widerstandsfähige Mineral in dem vorliegenden Gemenge war, in dieser Hinsicht verhält sich aber auch der Melanit ganz analog, wie seine Beziehungen zu der Glasmasse der zweiten Gruppe der Nephelinite zeigen. In der ersten Abtheilung findet er sich ausser als Einschluss namentlich in Augit (aber auch das umgekehrte Einschliessungs-Verhältniss kommt vor!) auch selbstständig in tiefbraunen, z. Th. kaum durchsichtigen Krystallen der Form $\infty 0$ (110) und in Körnern; letztere sind offenbar durch Anschmelzung von Krystallen entstanden, denn man sieht zuweilen noch drei Seiten der sechsseitigen Durchschnitte wohl erhalten, während die drei andern durch eine unregelmässige Fläche ersetzt sind. Die z. Th. sehr tiefe Färbung ist keine idiochromatische, sondern bedingt durch feine Körnchen, welche sich in Folge beginnender Wiederauflösung und Erweichung ausschieden, weshalb sie auch zuweilen auf den Rand der Krystalle beschränkt sind. In einigen Gesteinen dagegen, welche den Übergang zur zweiten Gruppe der Nephelinite vermitteln, ist der Granat, wo er etwas reichlicher auftritt, sehr innig verflösst mit einer Glasmasse, deren Fluidalstructur durch hellere und dunklere, gelbe und braune schlierig verlaufende Streifen sehr deutlich ausgeprägt ist; manche Granaten, welche auf der einen Seite noch undeutliche Krystallbegrenzung erkennen lassen, gehen auf der andern (scheinbar ganz allmählich, weil Doppelbrechung fehlt) in diese Glasmasse über und die am ganzen Rande ausgeschiedenen Erzkörnchen sind auf dieser Seite deutlich fluidal geordnet. Dieses zuweilen sehr reichlich vorhandene Glas spielt daher weniger die Rolle eines keiner einheitlichen Krystallisation fähigen Magma-Restes als die eines Mineral-Gemengtheiles,

Digitized by Google

erfüllt deshalb auch nicht die Zwischenräume zwischen den Einsprenglingen und den Mikrolithen der Grundmasse (wo solche vorhanden sind), sondern vielfach verzweigte und ausgebuchtete seenartige Räume. Stofflich ist es unzweifelhaft mit dem Melanit nahezu identisch. Es fällt in der THOULET'schen Lösung mit den schwersten Gemengtheilen, löst sich leicht in Salzsäure unter Gelatine-Bildung und giebt starke Reaction auf Kalk und Eisen, weniger auf Thonerde. Meist bleiben in diesem schwersten Pulver nach der Behandlung mit Säuren noch braune, der Glasmasse ganz ähnliche Körnchen zurück, welche offenbar Reste ungeschmolzenen Melanits sind.

In derartigen Gesteinen, welche makroskopisch grüngelb, erdig und zersetzt aussehen, verschwindet zugleich das grüne Glas, die Augite und Nepheline zeigen stärkere Spuren von Anschmelzung, die Anzahl ihrer Einsprenglinge wird geringer, so dass sich so ein Übergang zu glasreichen, meist schlackigen Gesteinen vollzieht, welche wenige schlecht begrenzte Augit-Einsprenglinge, z. Th. noch mit Einschlüssen von Melanit, solche von Nephelin oft gar nicht mehr enthalten, während die grün-gelbliche oder bräunliche Glasmasse z. Th. von unbestimmbaren Körnchen und Fäserchen ganz erfüllt ist; sie sind wahrscheinlich Augit, welcher in unregelmässigen, z. Th. nicht tiefgrünen, sondern graugrünen Fetzen daneben vorkommt. Von Melanit wurden nur selten noch kleine dunkle Körnchen beobachtet. Diese an gelbem Glas reichen Gesteine scheinen ganz ausserordentlich zur Zersetzung zu neigen. In den seeartig erweiterten Räumen ist das Glas oft zum grössten Theil durch Kalkspath verdrängt, der übrigens wohl meist aus den umgebenden kalkreichen Tuffen einfiltrirt wurde. Es liess sich deshalb auch nicht entscheiden, ob Wollastonit, Nephelin (z. Th.) und Sodalith wirklich ganz aufgelöst sind oder erst später durch gewöhnliche Zersetzung entfernt wurden; manche, ganz von Glasmasse umgebene, jetzt von Kalkspath erfüllte Durchschnitte, könnten nach ihren Umrissen diesen Mineralien zugehören.

Die Nephelinite beiderlei Art, auch die glasigen, in welchen Nephelin nicht mehr nachgewiesen werden konnte, geben mit Säuren eine alkalireiche Gelatine. Mit den Trachyten und Lipariten unsers Gebietes haben sie den vollständigen

Digitized by Google

Mangel an Erzen gemein; trotzdem hier in dem Magma unzweifelhaft viel Eisen enthalten war, ist doch alles, wie in jenen alkalireichen Gesteinen zur Bildung eisenhaltiger Silicate verwandt. In den Nepheliniten mit grünlichem Glas findet man allerdings zuweilen etwas Eisenkies, häufiger und reichlicher Apatit; in beiderlei Nepheliniten aber namentlich Titanit, in den glasreichen in denselben zierlichen Kryställchen wie in den rein körnigen.

Tephrite liegen aus der Umgebung des Maeru-Berges bei Gross-Aruscha und dem Abhang des Hochlandes von Nanja gegen die Ebene von Ngaruka vor. Es sind hellgraue bis graugrüne, zähe und compacte Gesteine. Sie gelatiniren mit Säuren rasch und geben starke Alkali-Reaction. Eingesprengt findet sich nur spärlich braune Hornblende, meist angeschmolzen unter Bildung von Augit-Magnetit-Aggregaten, zuweilen auch mit hellerer aber von Magnetitkörnchen durchspickter Randzone. Wenn die Hornblenden verbogen sind, zeigen ihre Umbildungsproducte deutlich entsprechende fluidale Anordnung; sie scheint also bei ihrer theilweisen Wiederauflösung stark erweicht zu sein. Etwas reichlicher, aber nur mikroskopisch, ist Augit eingesprengt, seine optischen Eigenschaften sind denen der Augite der übrigen Nephelingesteine analog, die Differenzen zwischen der stets mehr grünlichen äussern Zone und dem Kern sind indessen weniger gross als dort. Der Feldspath der Grundmasse bildet stets eng an einander schliessende, häufig etwas verbogene Leisten mit breiten und wenigen Zwillingslamellen, wo einmal grössere, z. Th. offenbar angeschmolzene Einsprenglinge vorkommen, ist es stets Plagioklas mit sehr feinen Lamellen. Zwischen den Feldspathleisten und Augitmikrolithen (mit zugerundeten aber selbstständigen Conturen) der Grundmasse liegt der Nephelin ohne krystallographische Umrisse und daher nur chemisch nachweisbar. Gegenüber den andern Nephelingesteinen ist der hohe Gehalt an Magnetit zu betonen, er findet sich ausser frei in der Grundmasse auch als Einschluss in den übrigen Gemengtheilen, ebenso Apatit und Titanit.

In diesen Gesteinen kommen zuweilen noch schlierige hellere Partien vor, welche namentlich durch einen gelben in sehr scharfen Kryställchen ausgebildeten Augit ausgezeichnet

Digitized by Google

sind; die hier noch kleineren Feldspathleisten schliessen weniger dicht aneinander, so dass die Structur sich derjenigen der Domite und Andesite nähert. Ob auch Nephelin vorhanden ist, war nicht zu entscheiden.

Hierher gehört, auch dem Fundort nach, wahrscheinlich ein dichtes schwarzes schlackiges Gestein mit denselben Gemengtheilen, in welchem Nephelin allerdings weder mikroskopisch noch chemisch mehr nachzuweisen war, dessen Augit aber ebenfalls durch tiefer grüne Farbe ausgezeichnet ist. An die Stelle des Nephelins ist eine farblose Zwischenklemmungsmasse getreten, welche wegen ihrer geringen Menge zwar keine Gallert-Bildung, aber doch deutliche Alkali-Reaction des mit Salzsäure behandelten Gesteinspulvers veranlasst.

Ein **Nephelin-Basanit** wurde als Geröll in der Ebene bei Klein-Aruscha zwischen Kilima-Ndjaro und Pangani-Fluss gefunden. Das makroskopisch einem dichten Kieselschiefer ähnliche, muschlig brechende Gestein, enthält neben wenig Olivin und angeschmolzener Hornblende nur Augit reichlicher mikroskopisch eingesprengt. In der äusserst feinkörnigen Grundmasse sind nur Plagioklas-Leisten, Augit und Erze zu erkennen, die Anwesenheit von Nephelin ergiebt sich aber aus dem Gelatiniren mit Salzsäure und der starken Alkali-Reaction, der Abwesenheit von Kalk.

Aus der Ebene von Gross-Aruscha stammt ein **Limburgit** (zweiter Art), der in grossen Blöcken am 15000 Fuss hohen Maeru-Vulkan vorkommt. Es ist ein ganz compactes, zähes, dunkelgrünes Gestein mit zahlreichen Einsprenglingen von Augit in Krystallen (auch Zwillingen) und wenig Olivin in Körnern. Die Augite haben hier, im Gegensatz zu denjenigen der Nephelinite u. s. w. die grüne Farbe im Kern, am Rande sind sie grau-violett oder gelblich; diese Farbenvertheilung ist also ähnlich derjenigen im basaltischen Augit, es sind aber die Auslöschungsdifferenzen zwischen Kern und Rand hier grösser als dort, sie gehen bis zu 20°. Die Grundmasse setzt sich aus grau-grünen bis farblosen Augitmikrolithen (mit rundlichen Umrissen), wenig Biotit (in Fetzen) und Erzen zusammen. Ausserdem erscheint, desto reichlicher, je dünner der Schliff ist, eine farblose Zwischenklemmungsmasse, welche nicht als Nephelin gedeutet werden kann, da nie Spuren von

Digitized by Google

Doppelbrechung beobachtet wurden und das Gestein auch mit Säuren nicht gelatinirt. Diese Glasmasse wird aber von Säuren gleichwohl angegriffen und giebt merkliche Reaction auf Alkalien.

Von verwandten Gesteinen erübrigt noch die Besprechung zweier **Melilith-Basalte**, von welchen nur sehr wenig Material vorlag: Der eine, vom Fusse des Vulkans Dönjo Ngai muss dort aber in grosser Menge verbreitet sein, da es nach dem vorliegenden Material das einzige Gestein ist, welches den vielfach in den Tuffen vorkommenden Biotit geliefert haben kann. Dieser Biotit in den Tuffen in bis handgrossen Blättern liegend ist in dem schwarzen, porösen, aber doch festen Gestein sehr reichlich neben Olivin und Augit eingesprengt. Es ist ein Meroxen mit kleinem Axenwinkel (gemessen wurde für mittlere Strahlen in Luft $12^0\ 52'$, $\delta < v$) und zuweilen mit merklicher Abweichung der Normalen zu OP (001) von der ersten Mittellinie (gemessen wurde ca. 4^0). In den Gesteinen ist er z. Th. ganz ausserordentlich stark verbogen, so dass er, namentlich zwischen gekreuzten Nicols vielfach gefalteten und verquetschten Schichten ähnelt. Merkwürdiger Weise löschen dabei durch gröbere Spaltrisse nach der Basis von einander gesonderte, aber doch eng an einander schliessende Faserbündel durchaus nicht immer parallel der Tangente an die Krümmungscurve der Spaltrisse, und auch nicht gleichzeitig in unmittelbar neben einander liegenden, aber verschiedenen Bündeln der oben erwähnten Art angehörigen Theilen aus, sondern die Auslöschungen weichen von einander und der Tangente um $10—15^0$ ab; es lässt das darauf schliessen, dass nicht nur eine äusserliche Verbiegung der Krystallblättchen, sondern auch eine Drehung der Molekeln aus ihrer normalen Stellung stattgefunden hat, ohne dass aber, eben so wie bei optisch anomalen Krystallen, eine neue Gleichgewichtslage, welche zur Zwillingsbildung hätte führen müssen, erreicht wäre. — Der Augit ist ganz ähnlich dem vorher aus dem Limburgit beschriebenen, nur hat er nie Krystallbegrenzung, während der Olivin wenigstens z. Th. gut krystallisirt ist. Die der Menge nach überwiegende Grundmasse besteht aus einem groben Maschenwerk von grossen Biotit-Leisten, langen Stengeln von Melilith, beide mit ausgefaserten Enden, und

Digitized by Google

Augit-Körnchen; dazwischen liegt ein farbloses bis gelbliches Glas. Der Melilith ist parallel der Längsrichtung und oft auch senkrecht dazu (letzteres anscheinend in Folge Zersetzung) gefasert, meist zonar struirt, mit aussen stärker doppeltbrechender Zone. Querschnitte sind stets von ganz unregelmässigen Umrissen, optische Einaxigkeit konnte beobachtet werden, das Zeichen der Doppelbrechung war aber nicht zu bestimmen. Dagegen ergab die Anätzung geeigneter Schliffstheile, dass das Mineral von Salzsäure stark angegriffen wird und Kalk, viel weniger Alkalien, dabei in Lösung geht. Diese Reaction könnte allerdings z. Th. auch von der Glasmasse herrühren, welche ebenfalls zersetzt wird und nicht von Melilith getrennt zu behandeln war. Ob neben Melilith auch Nephelin vorhanden ist, liess sich nicht sicher entscheiden, ist aber wahrscheinlich. Es kommen sogar Stellen vor, wo hexagonale, isotrope oder schwach doppeltbrechende Durchschnitte recht häufig sind, der Melilith zurücktritt, Olivin ganz fehlt und der Augit zuweilen tiefgrün wird, so dass der Schliff an solchen Stellen Nephelinit-ähnlich erscheint. Da nur äusserst wenig Material vorlag, liess sich nicht feststellen, ob beide Gesteine in einander übergehen, unwahrscheinlich ist es nicht, da die Nephelinite so kalkreiche Mineralien wie Wollastonit und Melanit führten. Von Erzen ist Magnetit sehr reichlich vorhanden, daneben vielleicht auch Picotit, ausserdem ein für die Melilithgesteine sehr characteristischer Gemengtheil, der Perowskit in unregelmässigen Körnern mit z. Th. deutlicher Zwillingstreifung. Es ist beachtenswerth, dass in den basischern Nephelin-Melilithgesteinen der Titanit durch den basischen Perowskit verdrängt wird.

Das zweite, nur vermuthungsweise als Melilithbasalt anzusprechende Gestein stammt vom Litaema-Gebirge bei Klein-Aruscha, es ist sehr schwer, ganz dicht, auf dem Bruch mit erzähnlichem Glanz und hat ganz das Aussehen einer Schlacke. Mit Säuren gelatinirt es sehr leicht und die Lösung reagirt stark auf Eisen, Thonerde und Kalk, weniger auf Magnesia, merklich auch auf Kupfer. Ich halte es wegen des letzten Umstandes nicht für unmöglich, dass eine künstliche Schlacke vorliegt, zumal auch das mikroskopische Bild dem einer eisenreichen Schlacke sehr ähnlich ist; ausser einem sehr stark

Digitized by Google

doppeltbrechenden Mineral in rhombischen Wachsthumsformen (vielfach auch sternförmig) finden sich schwächere doppeltbrechende farblose Leisten und Querschnitte derselben Farbe, welche negativ einaxig zu sein scheinen, während das erste Mineral sicher zweiaxig ist. Da beide von Säuren angegriffen werden, kann man sie als eisenreichen Olivin (Fayalith) und Melilith deuten. Zwischen beiden liegen violett gefärbte, schwach doppeltbrechende, aber nicht merklich pleochroitische Fasern und der Menge nach in schlierenartigen Gesteinstheilen wechselnd, im Ganzen aber sehr reichlich Magnetit, z. Th. in Wachsthumsformen. Trotz dieser grossen Ähnlichkeit mit Schlacken ist das Gestein doch vielleicht vulkanischen Ursprungs, da Melilithbasalte in nicht grosser Entfernung vorkommen.

Für die reinen Plagioklasgesteine sind die Hauptfundorte der Kitumbin-Berg, die Umgegend des Vulkans Dönjo Ngai und der ganze Gebirgszug Mossiro-Mutiek bis in die Gegend des Naiwascha-Sees. Diese Gesteine stimmen mit den aus andern Gegenden oft beschriebenen so weit überein, dass darüber nur wenig zu sagen ist.

Die meist schlackigen **Augit-Andesite** führen z. Th. Olivin, ihre Structur ist aber öfter derjenigen der Amphibol-Andesite (obwohl Hornblende oder Glimmer in keinem Gestein vorkommt), seltener derjenigen der Ophite genähert. Das Erz ist namentlich in etwas glasreicheren Gesteinen (wo dann die Feldspathe wohl etwas sphärolithisch gruppirt sind) in der bekannten Magneteisen-Bart ähnlichen Weise um die Feldspathe gruppirt. Zersetzung der Gemengtheile, Verdrängung z. B. des Feldspathes durch Kalkspath oder eine isotrope wasserhelle Substanz, wie auch Zersetzung des ganzen Gesteins in eine thonige Masse ist ziemlich häufig, im letzteren Falle bilden die Thonmassen zuweilen farblose, makroskopisch weisse Kügelchen, auf deren Peripherie Eisenoxyde ausgeschieden sind.

Unter den **Feldspathbasalten** kommen äusserst feinkörnige mit muschligem pechglänzendem Bruch neben ganz grobkörnigen vor, dazwischen alle Übergänge. Der Feldspath ist, wo er als Einsprengling erscheint, was selten ist, angeschmolzen, auch zertrümmert; ein Theil ist möglicherweise nach den

Digitized by Google

Polarisationsfarben, und da Zwillingsstreifung fehlt, Orthoklas. Der Olivin erscheint sowohl in Körnern wie in Krystallen und Wachsthumsformen mit Einschlüssen von Glas- und Grundmasse, seine Menge schwankt sehr. Der Augit ist wie gewöhnlich. Die Structur ist meist normal basaltisch, Glasmasse ist in der Regel, aber nur spärlich, vorhanden. In einem Gestein kamen Schlieren von auffallend abweichender Zusammensetzung vor; das Glas ist hier in grösserer Menge vorhanden und dunkler, die Fluidalstructur deutlicher und das Erz in feinern Körnchen vertheilt, vielleicht auch reichlicher. Sie führen den Olivin in kleinen Kryställchen und sind im Ganzen basischen olivin-führenden Andesiten ähnlicher als Basalten, wie denn diese glasreichen Schlieren wirklich öfter in glasarme, durchaus andesitisch aussehende, anscheinend eingeschlossene Bröckchen übergehen. Merkwürdig ist, dass grössere Augitkryställchen, wo sie von solchen Schlieren getroffen werden, stark verbogen und an den Enden schlecht begrenzt sind, so dass man annehmen muss, sie seien durch diese glasreichen Theile wieder erweicht worden und hätten so der Strömung nachgeben können.

Es ist endlich noch ein **Sanidinit** vom Fusse des Dönjo Ngai zu erwähnen, ein grobkörniges Gemenge von weissem Feldspath (Sanidin und wenig Oligoklas-Albit) und grüner Hornblende z. Th. etwas lagenartig wechselnd. Die Hornblende ($\parallel \dot{c}$ blaugrün, $\parallel \grave{a}$ gelbgrün, $\parallel \bar{b}$ gelb) ist häufig zonar gefärbt (die Mitte dunkler als der Rand) und meist in ziemlich breiten Stängeln roh radial gruppirt. Daneben enthält das Gestein in geringer Menge Biotit, der aber stets stark angefressen und von derselben grünlichen Hornblende umgeben ist, wie diese dann stets von einem gelblichen isotropen Glas. Das letztere findet sich auch im Biotit parallel der Spaltung eingeschlossen und ist anscheinend ein Rest der Schmelzmasse des Biotit, welche zum grössten Theil (was auffallend ist) als Hornblende erstarrte. Von Säuren wird das Glas rasch entfärbt, auch eine merkliche Menge Thonerde neben etwas Kalk ausgezogen, ohne dass aber Gallertbildung eintritt. Selten enthält es kleine schief auslöschende Mikrolithe mit starker Doppelbrechung, vielleicht Augit. Accessorisch kommen noch Titanit, Apatit und Magnetit vor, letzterer nur in der Nähe

Digitized by Google

des Glimmers. Dieses Gestein ist möglicherweise nur ein durch die Lava veränderter Amphibolit-Einschluss.

Die **jüngeren Sedimentärbildungen** der durchforschten Gegend bestehen aus Sanden und Tuffen, beide ohne organische Reste. Die Sande enthalten vorwiegend die Gemengtheile der älteren krystallinischen Gesteine, Granat, Magnetit, Hornblende, Zircon, Quarz, Orthoklas, Mikroklin-Albit, z. Th. auch Disthen, Muscovit und Turmalin in grösseren Körnern, vielleicht auch Titanit; von ihnen sind namentlich Zircon und Granat oft in guten Kryställchen erhalten. Manche Sande bestehen fast nur aus den schwereren Mineralien und die wenigen leichteren pflegen dann von grösserem Korn zu sein. Sie stammen sämmtlich aus der Nähe des Pangani-Flusses und seinem Quellgebiet südlich vom Kilima-Ndjaro; nur die grösseren Cyanitgerölle von dem nördlich gelegenen Berglande von Matiom, was darauf schliessen lässt, dass auch dort noch krystallinische Schiefer die Unterlage der jüngeren Laven bilden. Seltener scheinen grobkörnige Sande und Gesteinsgrus zu sein, welche sich aus den Gemengtheilen der Laven zusammensetzen, daneben aber oft auch solche des älteren Gebirges enthalten. Von Interesse sind namentlich Nephelin [∞P . 0P (10$\bar{1}$0) (0001)], grünen Augit, Hornblende, Biotit, Olivin, Magnetit, Perowskit und Apatit führende Sande aus der Umgebung des Dönjo Ngai, weil sie, wenn ihnen auch der leicht zersetzbare Melilith fehlt, durch ihren Perowskit- und Glimmer-Gehalt die weitere Verbreitung von Melilithbasalten in diesem Vulkangebiet wahrscheinlich machen.

Sande sind aber der Menge nach anscheinend sehr untergeordnet gegenüber den grossen Ablagerungen von Lehm, Thon und Breccien und namentlich kalkigen Tuffen, welche das ganze Gebiet des Pangani-Flusses und nordwärts bis zum Naiwascha-See derart nivelliren, dass die krystallinischen Schiefer in lang gestreckten, ziemlich niedrigen Gebirgsketten daraus hervorragen, während die zahlreichen Vulkan-Gipfel ihm aufgesetzt erscheinen. Die Höhen-Differenzen der Ebenen von Klein- und Gross-Aruscha, Ngaruka, Kilonito, Kiwangaine, Ngare Kiti und südlich vom Naiwascha-See sind daher nur gering, die Ebenen selbst vielfach von salzigen Seen und

Digitized by Google

Sümpfen unterbrochen (See Jipe, Salzsumpf südlich vom Longido-Berg und östlich Kilonito, Naiwascha-See u. s. w.).

Thonige Tuffe finden sich namentlich in der südlich vom Naiwascha-See gelegenen, durch ihre heissen Quellen ausgezeichneten Schlucht, sie führen oft noch Bruchstücke von Trachyt, Liparit, Obsidian und den Gemengtheilen dieser Gesteine; enthalten wenig Kalk, dagegen merkliche Mengen Schwefelsäure. Von dem Wasser der heissen Quellen am Sussua-Berge, welches offenbar durch Zersetzung der Laven die Bildung jener Thone bewirkte, wurde von Herrn Dr. C. Pieper hieselbst eine Analyse ausgeführt; demnach enthält das stark sauer reagirende, wiederholt filtrirte Wasser (suspendirt war etwas eisenhaltiger Thon) im Liter:

0,299	gr.	SiO_2
0,175	„	$FeSO_4$
0,779	„	$Al_2(SO_4)_3$
0,151	„	Na_2SO_4
0,029	„	$CaSO_4$
0,078	„	H_2SO_4
Sa. 1,511	gr.	feste Bestandtheile.

Bemerkenswerth ist namentlich die geringe Menge schwefelsauren Kalkes und das Fehlen von Magnesiasulfat. Die Thone gehen in Liparit und Trachytbreccien über. In der genannten Schlucht werden die nach Farbe und Zusammensetzung ziemlich schwankenden Schichten bis 120′ mächtig und enthalten auch in ihren untersten Lagen den für die basischeren alkalireichen Gesteine der Gegend characteristischen grünen Augit. Eisenreiche dunkelrothe Thone werden von den Eingeborenen als Schminke benutzt, daneben kommen auch ganz weisse, grünliche etc. vor. Andere Thone mit Bruchstücken von Hornblende goldgelbem Augit, Biotit, Feldspath etc. finden sich östlich vom Gebirgszug Mossiro-Mutiek, wo am Gebirgsrande westlich von Kilonito ebenfalls noch zahlreiche heisse Quellen thätig sind.

Kalkreiche Tuffe sind namentlich in der Gegend des Gebirgszuges Mossiro-Mutiek und südlich bis zum Pare-Gebirge verbreitet, sie bilden das Hauptausfüllungs-Material der Ebenen, die damit z. Th. „wie cementirt“ erscheinen. Sie ähneln z. Th. dichten Kalksteinen, enthalten aber fast

Digitized by Google

stets Gemengtheile der benachbarten Laven, namentlich grünen Augit, Orthoklas, Plagioklas, Biotit, Hornblende (grün und braun), Olivin, z. Th. Granat, Perowskit und Wollastonit. Seltener sind erbsensteinähnliche Bildungen. Magnesiagehalt ist fast stets vorhanden, wie denn auch durch Zwillingsstreifung noch —2R x (0221) characterisirter Dolomit zuweilen in späthigen Ausscheidungen vorkommt.

Unter den mineralischen Neu-Bildungen verdienen vor allem die zahlreichen Vorkommnisse von Trona Erwähnung, welches in den schon früher erwähnten grossen Sümpfen enthalten ist und auch krystallisirt in den gewöhnlichen Formen sich findet. Auch Kochsalz findet sich öfter, z. B. in einer humusreichen Erde bei Masinde (wie das von den Eingeborenen gekaufte Schwefelsäure- und Thonerde-haltig) und fast rein, krystallisirt an den Ufern des Naiwascha-Sees. Chalcedon ist bei der Ebene von Kiwangaine, nördlich vom Gelei-Berg so verbreitet, dass die Hügel davon „wie übersät" sind. Kieselsinter bildet Inkrustationen an den heissen Quellen von Sussua.

Abgesehen von den sedimentären Bildungen liegen demnach aus der durchforschten Gegend folgende krystallinische Gesteine vor:

Ältere: Granophyre; Gneiss-Glimmerschiefer, meist mit Augit, Hornblende und Hypersthen; Amphibolite, z. Th. mit Augit und Hypersthen, z. Th. mit Skapolith.

Jüngere: Liparite und zugehörige Pechsteine, Trachyte, Nephelinite, Nephelin-Tephrite und -Basanite; Limburgite; Melilith-Basalte; Augit-Andesit und Feldspath-Basalt.

Da angesichts einer so grossen Mannichfaltigkeit das bis jetzt vorliegende Material an Sammlungen wie geologischen Daten sehr gering ist, erscheint es wünschenswerth, dass es bald durch erneute, die Geologie dieses Gebietes mehr berücksichtigende Forschungsreisen vermehrt werde.

Digitized by Google

Ueber die Gruppe des Skapoliths.

Von

C. Rammelsberg in Berlin.

(Mitgetheilt vom Herrn Verfasser aus den Sitzungsberichten der Berliner Akademie vom 18. Juni 1885.)

Die fortschreitende Kenntniss der morphologischen und der chemischen Eigenschaften der Mineralien hat genöthigt, in vielen Fällen den Namen eines einzelnen Minerals auf eine Gruppe gleichkrystallisirter, d. h. isomorpher Mineralien zu übertragen. Feldspath, Glimmer, Augit, Granat, Turmalin sind Bezeichnungen für solche Gruppen geworden, welche nirgends häufiger als in dem grossen Gebiet der Silicate vorkommen.

Die Glieder einer isomorphen Gruppe haben oft eine analoge Zusammensetzung und lassen sich dann durch eine allgemeine Formel bezeichnen. Olivin, Granat, Turmalin, Epidot etc. sind von dieser Art. Die isomorphen Mischungen innerhalb dieser Gruppen sind den Grundverbindungen gleich constituirt. Allein in anderen ebenso gut durch die Isomorphie ihrer Glieder charakterisirten Gruppen sind diese Glieder nicht analog zusammengesetzt, und ihre isomorphen Mischungen weichen von den Grundverbindungen ab. Als Hauptbeispiele dürfen Feldspath und Glimmer genannt werden. Sie zeigen, dass die Ursache der Isomorphie nicht in der Analogie der Verbindungen zu suchen ist.

Das Trisilicat des Albits und das Halbsilicat des Anorthits treten zu manchfachen isomorphen Mischungen zusammen, den Kalknatronfeldspäthen oder Plagioklasen, welche für

Digitized by Google

die Kenntniss der krystallinischen Gesteine von der grössten Bedeutung sind. Alle diese Zwischenglieder folgen einem Mischungsgesetz, welches sich in jedem einzelnen Fall durch die Abhängigkeit des Atomverhältnisses Al:Si von dem Na:Ca thatsächlich controliren lässt.

Finden wir nun auch in anderen Silicatgruppen stöchiometrische Differenzen, so liegt die Vermuthung nahe, dass es auch hier zwei Grundverbindungen gebe, durch deren Mischung die Zwischenglieder entstanden sind. Hier ist aber die Speculation der Erfahrung vorangeeilt; man hat zwei hypothetische Grundverbindungen construirt, und mit Hülfe derselben die Natur der einzelnen Glieder zu deuten versucht. Man übersah, dass es sich beim Feldspath um ein Gesetz handelt, dessen Richtigkeit an jeder einzelnen Analyse geprüft werden kann, während im vorliegenden Fall eine willkürliche Interpretation der Thatsachen stattfindet[1].

Von den Silicatgruppen, welche in neuerer Zeit nach dieser Richtung Gegenstand der Speculation geworden sind, hat die Gruppe des Skapoliths mein Interesse ganz besonders erregt, und habe ich mich bemüht, durch eine Reihe von Versuchen die Kenntniss der chemischen Natur ihrer Glieder zu erweitern.

In krystallographischer Hinsicht ist die Skapolithgruppe sehr ausgezeichnet. Alle ihre Glieder sind vollkommen isomorph, viergliedrig, und beträgt der Endkantenwinkel ihres Hauptoktaëders nahe 136°.

Die Glieder tragen sehr manchfache Namen: Sarkolith, Humboldtilith (Melilith), Mejonit, Wernerit, Nuttalith, Stroganowit, Paralogit, Porzellanspath, Mizzonit, Dipyr, Cuseranit, Marialith u. s. w.

In qualitativer Hinsicht stimmen sie überein; es sind Silicate von Thonerde, Kalk und Natron. Nur im Humboldtilith treten noch Eisen (als Oxydul oder Oxyd) und Magnesia in wesentlicher, in allen übrigen aber nur in geringer Menge oder gar nicht auf.

[1] Vergl. Tschermak, Die Skapolithreihe. Wien. Akad. Berichte 88 (1883).

Digitized by Google

Es ist weder ein natronfreier Skapolith, der dem Anorthit entspräche, noch ein kalkfreier, dem Albit entsprechender Skapolith bekannt, die als Grundverbindungen gelten könnten.

Wie grosse Verschiedenheiten aber die Zusammensetzung der einzelnen Glieder darbietet, das lehrt schon ein Blick auf ihren Säuregehalt, welcher von 40% bis zu 60% steigt.

Mit Zunahme der Säure sinkt der Gehalt an Kalk (von 24 auf 4%), während die Menge des Natrons (von etwa 2 auf fast 10%) steigt.

Die hier in Betracht kommenden Mineralien sind vielfach Gegenstand chemischer Untersuchungen gewesen, insbesondere hat aber G. vom Rath durch eine in meinem Laboratorio vor 32 Jahren durchgeführte Reihe von Analysen[1] zur Kenntniss der Skapolithe beigetragen.

Schon vor längerer Zeit hatte Schafhäutl in dem Porzellanspath von Passau einen Gehalt an Chlor angegeben. Neuere Analysen haben dieses Element, welches in der nahestehenden Nephelin- und Sodalithgruppe eine wichtige Rolle spielt, auch im Mejonit und in den Werneriten nachgewiesen, und somit unsere Ansichten über deren Constitution modificirt, ein Punkt, welcher vornämlich mir Anlass gegeben hat, eigene Versuche in diesem Gebiete anzustellen.

Wenn eine Anzahl gleichkrystallisirter Verbindungen, wie die Glieder der Skapolithgruppe, bei qualitativer Übereinstimmung so grosse Verschiedenheit in der Zusammensetzung zeigt, so sind dieselben entweder ursprünglich vorhanden, wie dies auch in anderen Mineralgruppen der Fall ist, oder sie sind eine Folge von Umwandlungsprocessen, durch welche gewisse Bestandtheile fortgeführt, andere hinzugetreten sind. Wir müssen annehmen, dass in der Skapolithgruppe beide Fälle zutreffen, und hierin liegt die grosse Schwierigkeit, die Thatsachen richtig zu deuten.

In keinem Fall darf die Ansicht gelten, dass die Zunahme der Kieselsäure, die Abnahme des Kalkes und der steigende Natrongehalt nothwendig eine Umwandlung der ursprünglichen Substanz anzeigen. Alle äusseren Merkmale geben zu erkennen, dass der Wernerit von Gouverneur mit

[1] Poggend. Ann. 90, 82. 288 (1853). 119, 254 (1863), Zeitschr. d. geol. Ges. 18, 635 (1866). Poggend. Ann. 144, 384 (1872).

Digitized by Google

52 Kieselsäure und 10 Kalk und der Marialith mit 62 Kieselsäure und 4 Kalk ebenso unzersetzte Verbindungen sind wie der Mejonit mit 44 Kieselsäure und 22 Kalk oder der Sarkolith mit 40 Kieselsäure und 33 Kalk.

Andererseits aber wissen wir, dass die Skapolithe gewisser Fundorte in Glimmer, Epidot, Albit, Speckstein und Thon verwandelt vorkommen, und dass der Umwandlungsprocess, wenn er bis zu einem gewissen Grade vorgeschritten ist, sich sowohl äusserlich als auch durch die Analyse (Eintreten von Wasser, Kali, Magnesia, Eisen) zu erkennen giebt. Sehr schwer aber ist es, die ersten Stadien solcher Veränderungen zu erkennen, welche selbst in gut ausgebildeten Krystallen meist von aussen nach innen fortschreiten.

Manche Skapolithe findet man mit einer dünnen Schicht Kalkspath bedeckt. Andere sind in letzteren eingewachsen, und ihre Krystalle schliessen ihn in feiner Vertheilung ein. Bei der wohlbekannten Art, wie das Wasser auf kalkreiche Silicate wirkt, liegt die Vermuthung nahe, der Kalk entstamme dem Skapolith.

Bei keinem anderen Mineral differiren die Analysen, welche sich auf den nämlichen Fundort beziehen, in dem Maasse, wie beim Wernerit gewisser Localitäten. So wurde gefunden:

	Kieselsäure	Kalk
Pargas . . .	41—53%	20—10%
Bolton . . .	44—49 „	20—15 „
Arendal . . .	45—52 „	17—12 „
Malsjö . . .	47—52 „	17—12 „

Hieraus lässt sich schliessen, dass der W. an diesen Orten eine Umwandlung erlitten hat, und dass es sehr fraglich ist, ob die dortigen säureärmsten und kalkreichsten Abänderungen die ursprüngliche Substanz darstellen.

Bei dem grossen Reichthum an thatsächlichem Material, welches durch die zahlreichen Analysen gegeben ist, ist es immerhin eine lohnende Aufgabe, zu untersuchen, ob innerhalb der Gruppe bestimmte und einfache Verbindungen auftreten, ohne Rücksicht darauf, ob dieselben ursprüngliche oder aus einer Umwandlung von solchen entstanden sind. Es wäre zwecklos, sich an einzelne Analysen zu halten; man hat viel-

Digitized by Google

mehr den Blick auf die Gesammtheit zu richten, und dabei gelangt man in der That zu gewissen Reihen, die oft Vorkommen sehr entlegener Fundstätten einschliessen, und deren chemische Ähnlichkeit, selbst Gleichheit den Beweis liefert, dass ihre Zusammensetzung, sei sie eine ursprüngliche oder später erst entstandene, jedenfalls eine bestimmte ist. Nur wo ansehnliche Verluste oder Wassergehalte angegeben sind, muss von einer Berechnung Abstand genommen werden.

Bei den vielfachen Schwankungen in den Atomverhältnissen von Na : Ca : Al : Si gelangt man am leichtesten zu einem allgemeinen Resultat, wenn man $Ca = 2\dot{R}$, $Al = 6\dot{R}$ setzt, und das Verhältniss $\dot{R}$: Si berechnet. Man findet dann, dass die Skapolithgruppe einschliesst:

A. Halbsilicate (Sarkolith).
B. Verbindungen von normalen und Halbsilicaten.
C. Normale Silicate (Mizzonit).
D. Verbindungen von normalen und zweifach sauren Silicaten (Marialith).

Die grosse Mehrzahl gehört der Reihe B an.

Specielle Berechnungen einzelner Vorkommen sind nur dann statthaft, wenn die Analysen vollständig sind, d. h. auch die Chlorbestimmung nicht unterlassen ist, obwohl ein geringer Chlorgehalt, der stets in der Form von NaCl vorausgesetzt ist, auf die Atomverhältnisse des Silicats keinen merklichen Einfluss hat.

A. Halbsilicate.

Hierher gehört der Sarkolith, der nach meiner Analyse[1]

$$Na^6 Ca^{27} Al^{10} Si^{30} O^{120} = \left\{ \begin{array}{c} 3Na^4 Si O^4 \\ 27Ca^2 Si O^4 \\ 10Al^2 Si^3 O^{12} \end{array} \right\}$$

ist.

Er enthält von allen die geringste Menge SiO^2 (40%) und die grösste Menge CaO (33%).

[1] Handb. der Mineralchemie 2, 463.

Digitized by Google

B. Verbindungen von normalen und Halbsilicaten.

I. 1 Mol. normale Silicate und 6 Mol. Halbsilicate.

$$\overset{I}{R} : Si = 3.71 \ldots : 1.$$

Mejonit vom Vesuv.

Den älteren Analysen fehlt die Chlorbestimmung; DAMOUR giebt 3 % Wasser an. Zur Berechnung dienen nur die von RATH und NEMINAR.

$2Na = \overset{II}{R}$ gesetzt, ist

	$\overset{II}{R} : Al : Si$	$\overset{I}{R} : Si$
nach RATH	1.4 : 1 : 2.3	3.8 : 1 = 26.6 : 7
„ NEMINAR	1.3 : 1 : 2.3	3.74 : 1 = 26.2 : 7

Nimmt man $\overset{I}{R} : Si = 26 : 7 = 3.71 \ldots : 1$ an, so ist der M.

$$\overset{I}{R}^{26} Si^7 O^{27} = \overset{I}{R}^2 Si O^3 + 6\overset{I}{R}^4 Si O^4.$$

Die Grösse des Chlorgehalts ist vielleicht schwankend, denn NEMINAR fand 0.14 %, SIPÖCZ dagegen 0.74, neben 0.22 SO^3.

Indem wir das Atomverhältniss $\overset{II}{R} : Al : Si = 1.33 : 1 : 2.33$ annehmen, erhalten wir die Formel

$$NaCl + 4\overset{II}{R}^4 Al^3 Si^7 O^{27},$$

welche, da im Silicat $Na : Ca = 1 : 12$ ist, speciell lautet:

$$20NaCl + \left\{ 6 \left\{ \begin{matrix} Na^{26} Si^7 O^{27} \\ 4Ca^{12} Si^7 O^{27} \\ 3Al^{18} Si^{21} O^{81} \end{matrix} \right\} \right\}$$

oder endlich, in aufgelöster Form:

$$20NaCl + \left\{ 6 \left\{ \begin{matrix} Na^2 Si O^3 \\ 4Ca Si O^3 \\ 3Al Si^3 O^9 \end{matrix} \right\} \right\} + 6 \left\{ 6 \left\{ \begin{matrix} Na^4 Si O^4 \\ 4Ca Si O^4 \\ 3Al^2 Si^3 O^{12} \end{matrix} \right\} \right\}$$

	Berechnet	Gefunden		
		NEMINAR (SIPÖCZ)	RATH	WOLFF
SO^3 . . .	0.17 [1]	0.22		
Cl . . .	0.74	0.74		
SiO^2 . . .	43.75	43.36	42.55	
AlO^3 . .	31.88	32.09	31.15	31.71
CaO . . .	21.70	20.75	22.61	22.43
Na^2O . .	1.76	1.85	1.86	

[1] Wenn $\frac{1}{7}$ des $NaCl = Na^2SO^4$ ist.

Digitized by Google

II. Verbindungen von 1 Mol. normaler Silicate und 3 Mol. Halbsilicate.

$$\dot{R} : Si = 3.5 : 1.$$

Wir müssen diese Zusammensetzung dem sogenannten Mejonit vom Laacher See[1] und denjenigen Werneriten von Pargas zuschreiben, welche das Minimum an Säure, das Maximum an Kalk enthalten. Dies ist zunächst der von RATH[2] untersuchte Ersbyit (N. NORDENSKIÖLD's wasserfreier Skolecit), der zwar derb, aber vollkommen frisch und spaltbar ist (Hdb. Nr. 3).

Kürzlich hatte ich Gelegenheit, das Material nochmals zu analysiren und das Resultat durch die Bestimmung des Chlors zu vervollständigen.

Unzweifelhaft gehört auch der krystallisirte W., den WOLFF untersucht hat (Hdb. Nr. 5), sowie, obschon im Kalk etwas geringhaltiger, der von RATH analysirte (Nr. 6) hieher.

	$\ddot{R} : Al : Si$	$\dot{R} : Si$
1. Laach RATH . . .	1.38 : 1 : 2.56	3.4 : 1
2. Ersbyit R. . . .	1.4 : 1 : 2.45	3.6 : 1
3. „ RG. . . .	1.4 : 1 : 2.46	3.6 : 1
4. Pargas WOLFF . .	1.1 : 1 : 2.34	3.47 : 1
5. „ RATH . .	1.2 : 1 : 2.5	3.33 : 1

Mit Ausnahme des letzten sind diese Skapolithe Verbindungen, entsprechend

$$\dot{R}^{14} Si^4 O^{15} = \dot{R}^2 Si O^3 + 3\dot{R}^4 Si O^4.$$

Das Atomverhältniss Na : Ca ist in

1. = 1 : 2.8	4. = 1 : 8.2
2. = 1 : 3.2	5. = 1 : 3.0
3. = 1 : 4.75	

Die beiden letzten bleiben, der ansehnlichen Verluste halber, von der weiteren Berechnung ausgeschlossen.

Wir nehmen für 1—3 die Proportion 1.375 : 1 : 2.5, d. h. die Formel

$$\ddot{R}^{11} Al^8 Si^{20} O^{75}$$

an.

---

[1] POGG. Ann. 119, 268 (1863).

[2] POGG. Ann. 144, 384 (1872).

Digitized by Google

Lässt man die Chlorbestimmung in 3. auch für 1. gelten, so ist der Mejonit vom Laacher See

$$NaCl + \left\{ \begin{matrix} Na^{22}Al^{8}Si^{20}O^{75} \\ 6Ca^{11}Al^{8}Si^{20}O^{75} \end{matrix} \right\}$$

	Berechnet	Gefunden
Cl . . .	0.19	
SiO^2 . . .	45.29	45.13
Al^2O^3 . .	30.80	29.97
CaO . . .	19.92	19.30
Na^2O . .	3.85	3.65
	100.05	

Der Ersbyit unterscheidet sich lediglich durch das Verhältniss Na : Ca im Silicat (1 : 5) und die Menge des Chlorids. Er ist

$$2NaCl + \left\{ \begin{matrix} Na^{22}Al^{8}Si^{20}O^{75} \\ 10Ca^{11}Al^{8}Si^{20}O^{75} \end{matrix} \right\}$$

	Berechnet	Gefunden Rg.	Gefunden Rath
Cl	0.24	0.20	
SiO^2 . . .	45.32	44.47	44.26
Al^2O^3 . . .	30.82	30.69	30.40
CaO	21.15	20.76 [1]	20.38 [2]
Na^2O . . .	2.55	2.49	3.43 [3]
	100.08	Glühverl. 1.07	0.58
		99.68	99.05

III. Verbindungen von je 1 Mol. normaler und Halbsilicate.

$$\overset{I}{R} : Si = 3 : 1.$$

$$\overset{I}{R}^6Si^2O^7 = \overset{I}{R}^2SiO^3 + \overset{I}{R}^4SiO^4.$$

Eine sehr zahlreiche Abtheilung, welche an sehr verschiedenen Orten sich findet. Die einzelnen unterscheiden sich durch das Verhältniss $\overset{II}{R} : Al$, welches theils 1.5 : 1, theils 1 : 1 ist.

$$A.\ \overset{II}{R} : Al = 1.5 : 1.$$

$$\overset{II}{R}^5Al^2Si^6O^{21} = \overset{I}{R}^6Si^2O^7.$$

---

[1] Worin das Äq. von 0.16 MgO.
[2] Desgl. 0.15 MgO.
[3] Worin das Äq. von 1.15 K^2O.

Digitized by Google

Wernerit von Malsjö.

Ich habe den röthlichen derben W. dieses Fundorts untersucht, nachdem er durch Behandlung mit Essigsäure von einer kleinen Menge Kalkspaths befreit war. Er enthält im Silicat 2Na : 3Ca, und ist

$$NaCl + 3Na^6Ca^9Al^8Si^{24}O^{84} = NaCl + \left\{\begin{matrix} 3Na^6Si^2O^7 \\ 9Ca^3Si^2O^7 \\ 8Al^3Si^6O^{21} \end{matrix}\right\}$$

oder endlich

$$NaCl + \left\{\begin{matrix} 3Na^2SiO^3 \\ 9CaSiO^3 \\ 8Al^2Si^3O^9 \end{matrix}\right\} + \left\{\begin{matrix} 3Na^4SiO^4 \\ 9Ca^2SiO^4 \\ 8Al^2Si^3O^{12} \end{matrix}\right\}$$

	Berechnet	Gefunden	
Cl	0.40	0.41	0.41
SiO^2	48.90	48.84	48.06
Al^2O^3 . . .	27.71	27.78	27.34
CaO	17.11	16.20	15.94
Na^2O . . .	6.66	6.58	6.33
	100.78	99.81[1]	K^2O 0.22
			Glühverl. 1.61
			99.91

Hiermit stimmt eine Analyse Rath's des blauen W. von Malsjö, obwohl sie 3 % Verlust aufweist. Gefunden: SiO^2 47.24, Al^2O^3 25.19, CaO 17.24, MgO 2.27, Na^2O 3.55, K^2O 0.85, H^2O 1.75. Der Verlust dürfte Al und Na treffen.

An demselben Fundort kommt aber auch W. mit nur 12 % Kalk und einem höheren Säuregehalt vor, welcher in der IV. Reihe anzuführen ist.

Zu den W., welche gleich dem beschriebenen von Malsjö aus je 1 Mol. beider Silicate bestehen, und in denen $\overset{II}{R} : Al = 1.5 : 1$ ist, gehören folgende, bei denen die Chlorbestimmung noch fehlt.

	$\overset{II}{R} : Al : Si$	Na : Ca
Bolton Rath[2]	1.7 : 1 : 3.0	1 : 5
Ostgothland Berg . .	1.5 : 1 : 2.97	1 : 2
Laurinkari Wolff . .	1.5 : 1 : 3.1	1 : 2

[1] Nach Abzug des Glühverlustes und Verwandlung des K in Na.

[2] SiO^2 44.4 %. Nach Abrechnung des Eisens. (Pogg. Ann. 90, 95.) Auch die Analysen von Wolff und von Petersen dürfen auf denselben W. bezogen werden.

Digitized by Google

	$\overset{II}{R} : \underline{Al} : Si$	$Na : Ca$
Arendal (derb) RATH Arendal (kryst.) RATH	1.6 : 1 : 2.9	1 : 1.3
Arendal WOLFF . . .	1.57 : 1 : 3.2	1 : 1.2
Hesselkulla WOLFF . .	1.4 : 1 : 3.1	1 : 1.2

B. $\overset{II}{R} : \underline{Al} = 1.2 : 1$

$$\overset{II}{R}^6 \underline{Al}^5 Si^{14} O^{49} = \overset{I}{R}^6 Si^2 O^7.$$

Vollständige Analysen liegen vor

1. vom Wernerit von Rossie, SIPÖCZ[1];
2. „ „ „ Boxborough, BECKE[2].

Nach Abzug von $NaCl$ ist hier im Silicat:

	$\overset{II}{R} : \underline{Al} : Si$	$Na : Ca$
1.	1.14 : 1 : 2.8	1 : 2.5
2.	1.07 : 1 : 2.9	1 : 2.1

Beiden W. entspricht die Formel:

$$NaCl + 9Na^2Ca^5\underline{Al}^5Si^{14}O^{49} = NaCl + 3\left\{\begin{matrix} Na^6Si^2O^7 \\ 5Ca^3Si^2O^7 \\ 5\underline{Al}^3Si^6O^{21} \end{matrix}\right\}.$$

oder

$$NaCl + 9\left[\left\{\begin{matrix} Na^2SiO^3 \\ 5CaSiO^3 \\ 5\underline{Al}Si^3O^9 \end{matrix}\right\} + \left\{\begin{matrix} Na^4SiO^4 \\ 5Ca^2SiO^4 \\ 5\underline{Al}^2Si^3O^{12} \end{matrix}\right\}\right]$$

	Berechnet	Gefunden Rossie	Gefunden Boxborough
Cl	0.23	0.22	0.21
SiO^2 . . .	49.45	49.40	50.53
$\underline{Al}O^3$ . . .	30.03	30.02	29.31
CaO . . .	16.49	15.87	14.50
Na^2O . . .	3.85	3.63	3.82
	100.05 Glühverl.	0.64	0.54

In dem ersten sind 0.1 SO^3 in Cl, in beiden FeO und MgO in CaO, K^2O in Na^2O verwandelt.

Offenbar ist hieher auch der Porzellanspath von Passau zu rechnen, in welchem nach SCHAFHÄUTL 0.92 % Chlor enthalten sind. Nach Abzug desselben als $NaCl$ bleibt für das Silicat $\overset{II}{R} : \underline{Al} : Si = 1.2 : 0.9 : 2.8$, so dass es gleichfalls

$$\overset{II}{R}^6 \underline{Al}^5 Si^{14} O^{49}$$

ist. $Na : Ca$ ist in demselben $= 1 : 2$ und das Na des $NaCl$ verhält sich zum Rest $= 1 : 6$.

[1] TSCHERM., Mitth. 1877, 266.

[2] Ebendas.

Digitized by Google

Eine spätere Analyse WITTSTEIN's deutet einen weiter veränderten Zustand der Substanz an, welche schliesslich zu Kaolin wird.

	SCHAFHÄUTL	WITTSTEIN
Cl . . .	0.92	1.34
SiO^2 . . .	49.20	54.87
Al^2O^3 . .	27.30	25.23
CaO . . .	15.48	11.62
Na^2O . .	4.53	4.95
K^2O . . .	1.23	1.50
H^2O . . .	1.20	99.51
	99.86	

In der letzten Analyse ist im Silicat $\overset{II}{R} : Al : Si = 1.14 : 1 : 3.7$, $Na : Ca = 1 : 1.3$ und $Na : Na = 1 : 4$; diese Abänderung steht dem W. von Pargas in der Abtheilung IV nahe.

Unstreitig sind noch andere W. hieher zu zählen, deren Analysen jedoch der Chlorbestimmung ermangeln.

Wenn wir den Humboldtilith (Melilith) dieser Abtheilung einreihen, so geschieht dies auf Grund einer neueren Analyse von SCHMIDT[1], welche das Vorkommen im Basalt des Hochbohl in der schwäbischen Alb betrifft.

Es ist nämlich

	Gefunden	Angenommen
$\overset{II}{R} : R : Si$ . . .	7.0 : 1 : 6.8	6 : 1 : 6
$Fe : Al$	1 : 2.4	1 : 2
$Na : \overset{II}{R}$	1 : 7	1 : 5.5
$Fe : Mg : Ca$ . .	1 : 10.7 : 24	1 : 10 : 25.66

$$Na^2\overset{II}{R}^{11}R^2Si^{12}O^{42} = \left\{ \begin{array}{c} Na^6Si^2O^7 \\ 11\overset{II}{R}^3Si^2O^7 \\ 2R^3Si^6O^{21} \end{array} \right\}$$

	Berechnet	Gefunden
SiO^2 . . .	45.20	44.76
Al^2O^3 . .	8.86	7.90
Fe^2O^3 . .	6.18	5.16
FeO . . .	1.39	1.39
CaO . . .	27.06	27.47
MgO . .	7.72	8.60
Na^2O . .	3.59	2.87
	100.	1.42 Glühverl.
		99.57

Erneute Untersuchungen des H. vom Vesuv und von Capo di bove wären sehr zu wünschen.

[1] Dies. Jahrb. 1882. II. 369.

Digitized by Google

IV. Verbindungen von 4 Mol. normaler Silicate und 1 Mol. Halbsilicate.

$$\overset{\text{I}}{\text{R}} : \text{Si} = 2.4 : 1$$

$$\overset{\text{I}}{\text{R}}^{12}\text{Si}^5\text{O}^{16} = 4\overset{\text{I}}{\text{R}}^2\text{SiO}^3 + \overset{\text{I}}{\text{R}}^4\text{SiO}^4.$$

Hieher gehören Wernerite von Gouverneur, Malsjö, Arendal und Pargas, von denen neuere vollständige Analysen vorliegen.

Der W. von Gouverneur, New-York, wurde von G. vom Rath, später von Sipöcz und zuletzt von mir untersucht. Er bildet durchsichtige, in Kalkspath eingewachsene Krystalle und hat ein V.G. = 2.66.

Der W. von Malsjö unterscheidet sich von dem in der vorigen Abtheilung beschriebenen durch einen Mehrgehalt an Säure von 3%, und einen Mindergehalt an Kalk von 4%. Er hat ein V.G. = 2.675 und wurde von Sipöcz analysirt.

Auch der W. von Arendal dieser Abtheilung, im Säure- und Kalkgehalt dem vorigen gleich, steht in ähnlicher Beziehung zu den von Hartwall, Wolff und Rath beschriebenen. Er hat ein V.G. = 2.676 und wurde ebenfalls von Sipöcz untersucht.

Der hieher gehörige W. von Pargas bildete eine trübe krystallinische Masse, und scheint mit einem früher von Hartwall untersuchten (von Petteby bei Pargas) übereinzustimmen. Er ist kürzlich von mir analysirt worden.

Alle diese W. enthalten 52—54% SiO^2 und nur 10 bis 12% CaO.

1. Gouverneur.

Nach Abzug von NaCl bleiben im Silicat, $2Na = \overset{\text{II}}{\text{R}}$ gesetzt,

$$\overset{\text{II}}{\text{R}} : \text{Al} : \text{Si}$$

1.2 : 0.98 : 3.5 nach mir

1.1 : 1.0 : 3.5 „ Sipöcz.

Unter Annahme von 1.2 : 1 3.5 erhält man

$$\overset{\text{II}}{\text{R}}^{12}\text{Al}^{10}\text{Si}^{35}\text{O}^{112}$$

und, da Na : Ca = 1 : 1 (gef. 1.2 : 1) ist, und NaCl : Na = 1 : 3,

$$8\text{NaCl} + 3\text{Na}^8\text{Ca}^8\text{Al}^{10}\text{Si}^{35}\text{O}^{112} =$$

$$8\text{NaCl} + \left\{\begin{array}{l} 2\text{Na}^{12}\text{Si}^5\text{O}^{16} \\ 4\text{Ca}^6\text{Si}^5\text{O}^{16} \\ 5\text{Al}^6\text{Si}^{15}\text{O}^{48} \end{array}\right\}$$

Digitized by Google

oder in aufgelöster Form

$$8NaCl + 4\left\{\begin{matrix}2Na^2SiO^3\\4CaSiO^3\\5Al^2Si^3O^9\end{matrix}\right\} + \left\{\begin{matrix}2Na^4SiO^4\\4Ca^2SiO^4\\5Al^2Si^2O^{12}\end{matrix}\right\}$$

	Berechnet	Gefunden		
		Rg.	Sip.	Rath
Cl . . .	2.38	2.33	2.14	
SiO^2. . .	52.87	52.90	52.05	52.25
Al^2O^3 . .	25.68	24.95	25.32	23.97
CaO . . .	11.28	10.54	11.62	10.95
Na^2O . .	8.32	9.10[1]	7.68	9.84
	100.53			

Sipöcz giebt auch 0.14 SO^3 an, die bei mir nicht vorhanden war. Er fand 11.30 CaO, 0.23 MgO, 0.11 FeO, so wie 6.64 Na^2O und 1.58 K^2O neben 0.42 Glühverlust.

2. Malsjö und Arendal.

Beide sind unter sich und dem vorigen gleich, nur etwas ärmer an NaCl

$$2NaCl + Na^8Ca^8Al^{10}Si^{35}O^{112} =$$

$$6NaCl + \left\{\begin{matrix}2Na^{12}Si^5O^{16}\\4Ca^6Si^5O^{16}\\5Al^6Si^{15}O^{48}\end{matrix}\right\}$$

	Berechnet	Gefunden	
		Malsjö	Arendal
Cl	1.80	1.70	1.63
SiO^2 . . .	53.39	52.48	52.27
Al^2O^3 . . .	25.93	25.26	24.24
CaO . . .	11.39	12.44	11.57
Na^2O . .	7.88	7.00	7.47
	100.39		

In Malsjö wurden 0.39 FeO, 0.79 K^2O und 0.75 H^2O gefunden. — Arendal gab 0.9 SO^2, Äq. 0.8 Cl, so dass dessen Menge somit 2.43, und dieser W. dem von Gouverneur gleich sein würde. Ausserdem waren 0.26 FeO, 0.42 K^2O und 1.08 H^2O vorhanden.

Auch ein von Damour[2] früher beschriebener W. von Arendal ist wohl gleicher Natur, nur werden 3.25 % Wasser und nach Abzug desselben 14.5 CaO angegeben.

---

[1] Gef. 8.10 Na^2O, 1.53 K^2O.

[2] Des Cloizeaux Manuel I, 225.

Digitized by Google

3. Pargas.

Er weicht nur insofern von den vorigen ab, als Na : Ca im Silicat nicht = 1 : 1, sondern = 4 : 3 ist. Er wird durch

$$5NaCl + Na^{24}Ca^{18}Al^{24}Si^{35}O^{272} = 5NaCl + \left\{\begin{matrix} 2Na^{12}Si^{5}O^{16} \\ 3Ca^{6}Si^{5}O^{16} \\ 4Al^{6}Si^{15}O^{48} \end{matrix}\right\}$$

ausgedrückt.

	Berechnet	Gefunden
Cl . . .	1.85	1.75
SiO^2 . . .	53.16	53.32
Al^2O^3 . .	25.51	24.67
CaO . . .	10.50	9.84
Na^2O . .	9.38	9.12
	100.40	0.71 Glühverl.

Im Na^2O ist das Äq. von 3.93 K^2O enthalten.

Auch ein faseriger und stänglicher W. von Le Selle, Monzoni, scheint gleicher Natur zu sein. Nach Kiepenheuer[1] enthält er 52.19 SiO^2, 23.54 AlO^3, 9.61 CaO, 12.65 Na^2O, 2.11 K^2O. Auf Cl wurde nicht Rücksicht genommen.

Die Berechnung der hier zusammengestellten Analysen spricht theilweise zu Gunsten einer Verbindung von 1 Mol. Halbsilicat mit bald 3, bald 5—6 Mol. normalen Silicats. Das für alle vorausgesetzte Verhältniss 1 : 4 ist gleichsam ein mittleres. Wäre es möglich, solche Substanzen in den einzelnen Theilen eines Krystalls zu untersuchen, so dürften sich wohl Verschiedenheiten ergeben.

C. Normale Silicate.

$\dot{R} : Si = 2 : 1.$ $\quad \dot{R}^2SiO^3.$

Wir müssen als solche den W. von Ripon, Canada, so wie den Mizzonit vom Vesuv betrachten.

Der erstere, von Adams[2] untersucht, enthält 54.8 SiO^2 und 9.0 CaO, der letztere, von Rath[3] analysirt fast genau die gleichen Mengen, es fehlt jedoch die Chlorbestimmung.

Im W. von Ripon sind 2.41 Cl = 1.56 Na, und 0.8 SO^3 = 0.46 Na enthalten. Es bleibt dann für das Silicat, Na =

[1] Rath, Verh. V. Pr. Rheinl. 1879.
[2] Am. J. Sc. (3) 17.315.
[3] Pogg. Ann. 119, 254.

Digitized by Google

$\overset{II}{R}$ gerechnet, $\overset{II}{R} : Al : Si = 1.18 : 1 : 4.1 = 1.22 : 1.04 : 4.25$, wofür wir $1.25 : 1 : 4.25 = 5 : 4 : 17$ setzen, d. h. das Silicat

$$\overset{II}{R}^5 Al^4 Si^{17} O^{51}$$

schreiben.

Da nun in ihm $Na : Ca = 1.3 : 1$ ist, so erhält man

$$Na^4 Ca^3 Al^4 Si^{17} O^{51}$$

oder vollständig

$$\left\{ \begin{matrix} Na^2 SO^4 \\ 8 Na Cl \end{matrix} \right\} + 6 \left\{ \begin{matrix} 2 Na^2 Si O^3 \\ 3 Ca Si O^3 \\ 4 Al Si^3 O^9 \end{matrix} \right\}$$

	Berechnet	Gefunden
SO^3	0.73	0.80
Cl	2.60	2.41
$Si O^2$	56.08	54.86
$Al O^3$	22.43	22.94 [1]
$Ca O$	9.24	9.09
$Na^2 O$	9.66	9.11 [2]
	100.74	Glühverl. 0.86

Die Rechnung verlangt also 1.2 % mehr Säure als gefunden wurde. Nur unter der Annahme, dieser W. enthalte etwas Halbsilicate (etwa 15 $\dot{R}^2 Si O^3$ gegen $\dot{R}^4 Si O^4$), würde diese Differenz verschwinden.

Leider ist es mir aus Mangel an Material bisher nicht gelungen, am Mizzonit die fehlende Chlorbestimmung nachzuholen. Rath's Analyse ergiebt

$Na : Ca : Al : Si = 1.5 : 0.7 : 1 : 3.9$, oder $\overset{II}{R} : Al : Si$ nahe $= 1.5 : 1 : 4$.

Mit Rücksicht auf einen sicherlich vorhandenen Gehalt an NaCl dürfte man vermuthen, der M. sei

$$4 Na Cl + Na^2 Ca^3 Al^4 Si^{16} O^{48} = 4 Na Cl + \left\{ \begin{matrix} Na^2 Si O^3 \\ 3 Ca Si O^3 \\ 4 Al Si^3 O^9 \end{matrix} \right\}$$

Zu dieser Abtheilung gehören auch ihrer Zusammensetzung nach die an verschiedenen Punkten in den Pyrenäen vorkommenden Skapolithe, welche man früher theils Couseranit, theils Dipyr genannt hat. Dass sie in die Skapolithgruppe gehören, ist besonders von Zirkel [3] nachgewiesen

[1] Worin 0.49 $Fe O^3$.

[2] Worin 1.13 $K^2 O$.

[3] Zeitschr. d. geol. Ges. 19, 68 (1867).

Digitized by Google

worden. Ihre äussere Beschaffenheit lässt schliessen, dass nicht alle sich in unverändertem Zustande befinden, und dies wird durch einen bis 5% steigenden Wassergehalt einiger bestätigt. Abgesehen von diesem, enthalten sie 53—58% Säure gegen 8—12% Kalk. Berechnet man die Atomverhältnisse, so findet man, $2\dot{R} = \ddot{R}$, genommen,

	$\ddot{R} : Al : Si$	$\dot{R} : Si$
1. (Couseranit) Dufrénoy .	1.57 : 1 : 3.7	2.4 : 1
2. (desgl.) Goldschmidt . .	1.44 : 1 : 4.1	2.17 : 1
3. Pouzac Pisani	1.5 : 1 : 4.0	2.27 : 1
4. Libarens Delesse . . .	1.3 : 1 : 3.8	2.27 : 1
5. Pouzac Damour	1.3 : 1 : 4.1	2.1 : 1
6. Libarens Pisani	1.3 : 1 : 4.3	2.0 : 1

Nr. 1 und 2 sollen je 1 At. Na und K enthalten.

Der säureärmste (52.8%) und der kalkreichste (11.95%) Nr. 1 steht den Werneriten von Gouverneur, Malsjö und Arendal (Abtheilung IV) sehr nahe, während die säurereichsten (58%) und die kalkärmsten (7—9.7%) Nr. 5 und 6 gleich dem W. von Ripon und dem Mizzonit als normale Silicate erscheinen.

Ferner ist

	Al : Ca	Ca : Na, K
1.	1 : 1.0	1 : 1.0
2.	1 : 0.9	1 : 1.3
3.	1 : 1.1	1 : 0.6
4.	1 : 0.66	1 : 2.0
5.	1 : 0.7	1 : 1.6
6.	1 : 0.6	1 : 2.2

D. Verbindungen von normalen und zweifach sauren Silicaten.

Von Skapolithen dieser Art kennen wir nur einen einzigen, den von G. vom Rath[1] beschriebenen Marialith aus dem Piperno von Neapel. Die von ihm mitgetheilte Analyse entbehrt einer Chlorbestimmung. Da jedoch Abich in dem Gestein dieses Element gefunden hatte, Rath selbst die Gegenwart von Sodalith nicht nachzuweisen vermochte, so machte dies einen Chlorgehalt des M. wahrscheinlich. Die Gefälligkeit Scacchi's hat mich in den Stand gesetzt, diese Bestim-

[1] Zeitschr. d. Geol. Ges. 18, 634.

Digitized by Google

mung ausführen, die Analyse überhaupt, die Alkalien ausgenommen, wiederholen zu können. Dadurch ist die Zusammensetzung dieses säurereichsten und kalkärmsten Gliedes der Gruppe klargestellt.

Nach Abzug des NaCl ist im Silicat

$\overset{n}{R} : Al : Si = 0.9 : 1 : 5.3$, wofür wir $1 : 1 : 5$ annehmen. Ferner ist $Na : Ca = 3 : 1$, und $NaCl : Na = 1 : 2$, so dass die Formel

$$3NaCl + Na^6Ca^2Al^5Si^{25}O^{70} = 12NaCl + \left\{\begin{array}{l} 3Na^8Si^5O^{14} \\ 2Ca^4Si^5O^{14} \\ 5Al^4Si^{15}O^{42} \end{array}\right\}$$

folgt.

Die Silicate entsprechen mithin

$$\overset{1}{R}^8Si^5O^{14} = 3\overset{1}{R}^2SiO^3 + \overset{1}{R}^2Si^2O^5,$$

d. h. der M. besteht aus 3 Mol. normaler und 1 Mol. zweifach saurer Silicate.

In aufgelöster Form ist seine Formel

$$12NaCl + 3\left\{\begin{array}{l} 3Na^2SiO^3 \\ 2CaSiO^3 \\ 5AlSi^3O^9 \end{array}\right\} + \left\{\begin{array}{l} 3Na^2Si^2O^5 \\ 2CaSi^2O^5 \\ 5AlSi^6O^{15} \end{array}\right\}$$

Ist $K : Na = 1 : 12$, so ergiebt die Rechnung:

		Gefunden	
		Rg.[1]	Rath
Cl	4.27	4.00	
SiO^2	60.12	61.40	62.72
AlO^3	20.44	19.63	21.82
CaO	4.49	4.10	4.63[2]
Na^2O	10.32		9.37
K^2O	1.32		1.15
	100.96		

Umgewandelte Skapolithe.

Während kein Grund vorliegt, einen Skapolith, welcher so reich an Säure und so arm an Kalk ist wie der Marialith, für ein Umwandlungsproduct zu halten, kennen wir evidente Fälle, in denen sowohl die morphologische wie die chemische Beschaffenheit der Substanz den veränderten Zustand der ursprünglichen Masse ersehen lassen. Besondere Verdienste hat

[1] Nach Abzug von 2.85 % Magneteisen.

[2] und 0.31 MgO.

Digitized by Google

sich G. vom Rath durch die Untersuchung derartiger Vorkommen von Arendal erworben, die durch Eintreten von Kali und Wasser und Reduction des Kalks auf ein Minimum eine beginnende Glimmerbildung andeuten, theils durch das Verschwinden der Alkalien und Aufnahme von Magnesia, Eisenoxyd und Wasser auf complicirtere Processe schliessen lassen. Überhaupt ist die Verwandlung des Skapoliths in Epidot, Albit, Glimmer, Speckstein und Kaolin wohl bekannt.

Diesen Thatsachen möchte ich einige neue hinzufügen.

Als Wernerit von St. Lawrence Co., New York[1], erhielt ich zwei isolirte Krystalle und ein derbes Stück, beide von bläulicher, aussen mehr grünlicher Farbe, frei von Kalkcarbonat. Die Krystalle liessen sich mit Hülfe aufgelegter Glimmerblättchen annähernd messen, und ergaben die Winkel des Skapoliths. Das V. G. der Krystalle ist 2.621.

	Krystalle	Derbe Masse
Cl	0.09	0.20
SiO^2	50.73	59.29
Al^2O^3	25.49	34.78
Ca O	10.24	0.11
Mg O	—	0.07
Na^2O	11.09	2.31
Glühverlust . . .	1.96	3.31
	99.60	100.07

Während die Substanz der Krystalle noch so ziemlich an den W. von Gouverneur erinnert, sehen wir in der derben Masse den Kalk und die Alkalien fast verschwinden, und das Ganze in ein wasserhaltiges normales Thonerdesilikat verwandelt.

Die vorliegende Arbeit versucht nicht, die Zusammensetzungsdifferenz der Skapolithe auf hypothetischem Wege zu erklären. Sie vergleicht die Thatsachen, wie sie vorliegen, und untersucht die Verbindungsverhältnisse, ohne entscheiden zu wollen, ob dieselben durchgängig ursprüngliche sind.

Ausgehend von dem für alle Salze, also auch für die Silicate geltenden Gesetz, dass jede Sättigungsstufe durch ein

[1] Als Fundorte von Skapolith in St. Lawrence Co. führt Dana blos Edwards und Gouverneur an.

Digitized by Google

einfaches Verhältniss der beiden Radicale charakterisirt ist, existiren für uns nur solche Silicate als selbstständige, in welchen die Proportion R : Si = 2 : 1 (normale), oder = n . 2 : 1 (basische) oder 2 : n . 1 (saure) sind. Zwischenverhältnisse führen wir hier wie in allen ähnlichen Fällen (z. B. bei Vanadaten, Molybdaten, Wolframiaten) auf intermediäre Verbindungen zurück.

Wir denken uns ferner in Silicaten mehrerer Metalle jedes einzelne Silicat als für sich bestehend, die Mol. der einzelnen in bestimmter Weise gruppirt, gleichwie wir ein Doppelsalz, z. B. Alaun, uns nicht als ein Gesammtmol. $K^2Al^2S^4O^{16}$, sondern als $K^2SO^4 + Al^2S^3O^{12}$ vorstellen, und in der Bildung und Zersetzung (durch Diffusion der Lösung) Gründe für unsere Ansicht finden.

Diesen Anschauungen gemäss haben wir darzuthun gesucht, dass in der Skapolithgruppe nur die einfachsten, unendlich oft wiederkehrenden Silicate auftreten, nämlich:

normale	$= Na^2SiO^3$	$= CaSiO^3$	$= AlSi^3O^9$
Halbsilicate	$= Na^4SiO^4$	$= Ca^2SiO^4$	$= Al^2Si^3O^{12}$
zweifach saure	$= Na^2Si^2O^5$	$= CaSi^2O^5$	$= AlSi^6O^{15}$

und Verbindungen je zweier von ihnen.

Folgende Übersicht ergiebt die einzelnen Abtheilungen.

	Procent SiO^2	Procent CaO
A. Halbsilicate.		
Sarkolith	40	33
B. Verbindungen von normalen und Halbsilikaten.		
I. Zu 1 und 6 Mol.		
Mejonit vom Vesuv	44	22
II. Zu 1 und 3 Mol.		
Wernerit (Ersbyit) von Pargas	45	20
(Mejonit vom Laacher See).		
III. Zu je 1 Mol.		
Wernerit von Malsjö (Rg.)		
„ „ Rossie	49	16
„ „ Boxborough		
(Bolton, Arendal, Hesselkulla, Laurinkari, Ostgothland.)		
Porzellanspath.		
Humboldtilith vom Hochbohl.		

Digitized by Google

IV. Zu 4 und 1 Mol.

	Procent SiO^2	Procent CaO
Wernerit von Gouverneur „ „ Malsjö (Sm.) „ „ Arendal (Sm.) „ „ Pargas (Rg.)	53	11

(Le Selle, Couseranit und Dipyr zum Theil.)

C. Normale Silikate.

Wernerit von Ripon	56	9

(Mizzonit, Couseranit und Dipyr zum Theil.)

D. Verbindungen von normalen und zweifach sauren Silicaten zu 3 und 1 Mol.

Marialith	60	4.5

Die Skapolithgruppe gleicht am meisten der des Nephelins und Sodaliths, insofern die Silicate meist, vielleicht immer, mit gewissen Mengen Chlornatrium (anscheinend zuweilen auch mit Natronsulfat) verbunden sind, dessen Menge im Allgemeinen mit derjenigen des Natronsilicats zunimmt. So ist das Verhältniss NaCl : Na des Silicats in

Ersby	1 : 11
Malsjö (Rg.)	1 : 6
Gouverneur	1 : 3
Ripon	1 : 2.4
Marialith	1 : 1.5

Doch finden auch Ausnahmen statt, weil vielleicht wie beim Sodalith, das Verhältniss des Chlorids zum Silicat kein constantes ist.

Bei der Formulirung ist jede hypothetische Annahme vermieden. Eine solche würde darin bestehen, wenn man in den Skapolithen Verbindungen eines Natronskapoliths und eines Kalkskapoliths erblicken wollte. Um jedoch dieser auch in anderen Fällen gebrauchten Schreibweise der Formeln gerecht zu werden, mag sie hier einen Platz finden.

$$\text{Sarkolith} \left\{ \begin{matrix} Na^6 Al Si^3 O^{12} \\ 9Ca^3 Al Si^3 O^{12} \end{matrix} \right\}$$

$$\text{Humboldtilith} \left\{ \begin{matrix} Na^{12} R Si^6 O^{21} \\ 11Ca^6 R Si^6 O^{21} \end{matrix} \right\}$$

$$\text{Mejonit} \left\{ \begin{matrix} Na^3 Al^3 Si^9 O^{27} \\ 24Ca^4 Al^3 Si^7 O^{27} \end{matrix} \right\} + 6NaCl$$

Digitized by Google

Ersbyit $\left\{ \begin{array}{c} Na^{22}\,\underline{Al}^{8}\,Si^{20}\,O^{75} \\ 10Ca^{11}\,\underline{Al}^{8}\,Si^{30}\,O^{75} \end{array} \right\} + 2NaCl$

Malsjö (Rg.) $\left\{ \begin{array}{c} Na^{6}\,\underline{Al}^{2}\,Si^{6}\,O^{21} \\ 3Ca^{3}\,\underline{Al}^{2}\,Si^{6}\,O^{21} \end{array} \right\} + NaCl$

Rossie
Boxborough $3\left\{ \begin{array}{c} Na^{13}\,\underline{Al}^{5}\,Si^{14}\,O^{49} \\ 5Ca^{6}\,\underline{Al}^{5}\,Si^{14}\,O^{49} \end{array} \right\} + 2NaCl$

Porzellanspath $\left\{ \begin{array}{c} Na^{12}\,\underline{Al}^{5}\,Si^{14}\,O^{49} \\ 4Ca^{6}\,\underline{Al}^{5}\,Si^{14}\,O^{49} \end{array} \right\} + 2NaCl$

Gouverneur $\left\{ \begin{array}{c} Na^{24}\,\underline{Al}^{10}\,Si^{35}\,O^{112} \\ 2Ca^{12}\,\underline{Al}^{10}\,Si^{35}\,O^{112} \end{array} \right\} + 8NaCl$

Malsjö
Arendal } (Sip.) desgl. $+ 6NaCl$

Pargas (Rg.) desgl. $+ 9NaCl$

Ripon $\left\{ \begin{array}{c} 2Na^{10}\,\underline{Al}^{4}\,Si^{17}\,O^{51} \\ 3Ca^{5}\,\underline{Al}^{4}\,Si^{17}\,O^{51} \end{array} \right\} + 8NaCl$

Marialith $\left\{ \begin{array}{c} 3Na^{2}\,\underline{Al}\,Si^{5}\,O^{14} \\ 2Ca\,\underline{Al}\,Si^{5}\,O^{14} \end{array} \right\} + 3NaCl.$

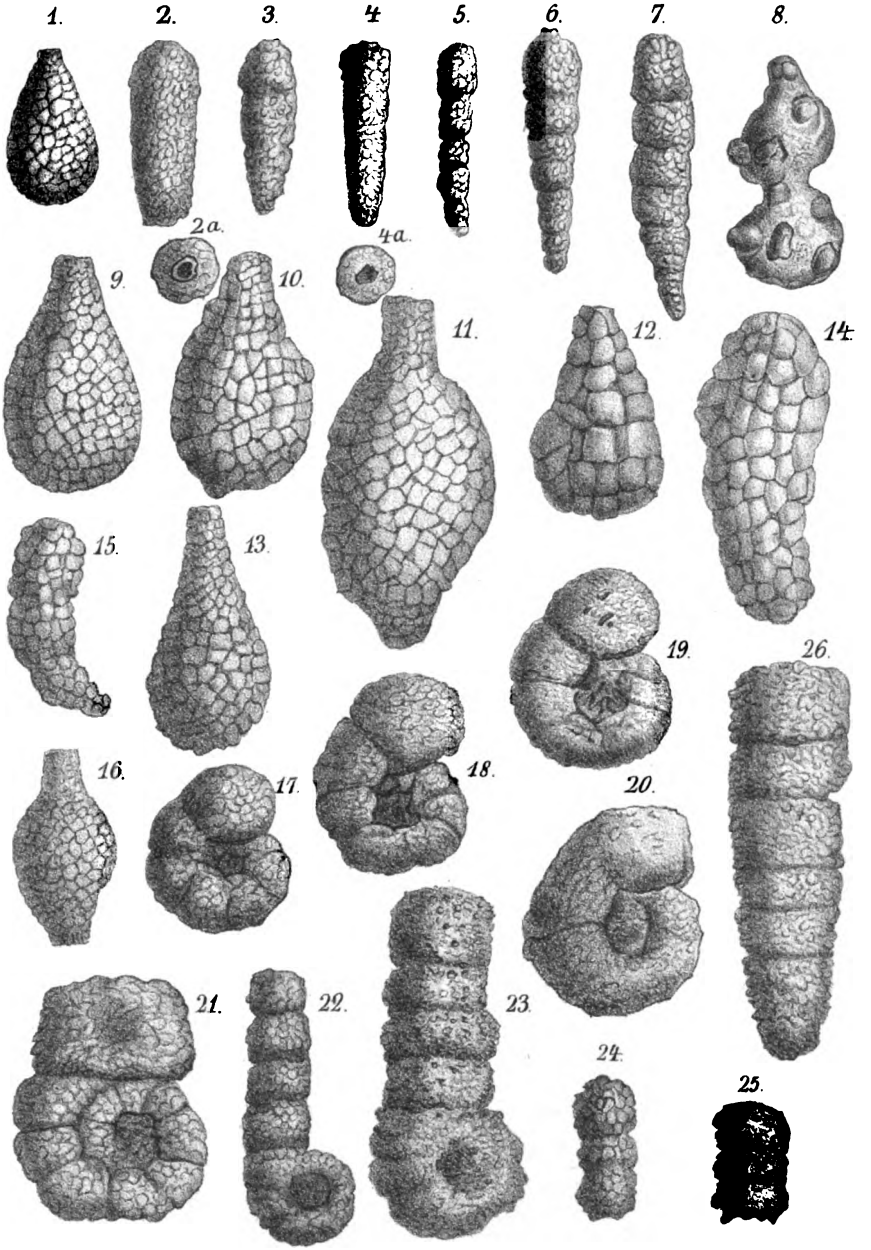
Digitized by Google

Berichtigungen.

Seite 242 Zeile 11 v. o. lies i_0 statt sin i_0.
„ 242 „ 12 „ „ „ in der statt der.
„ 246 Figur 1a lies l statt b.
„ 248 Zeile 5 v. o. lies Grenzebene statt Grenze.
„ 248 „ 9 „ „ „ 0,6493 + 13 statt 0,6476 + 30.
„ 250 Tabelle II lies unter ψ 68°,31 statt 68° 31′ u. s. w.
„ 252 Zeile 4 v. u. lies auf III statt auf I.
„ 253 „ 5 „ o. „ $\mathfrak{v}$ sin ϑ statt $\mathfrak{v}$ sin α.
„ 254 „ 2 „ „ „ angegeben wird statt ist.
„ 255 „ 15 „ u. „ Rudberg statt —.
„ 255 „ 13 „ „ „ gelb statt roth.
„ 259 „ 12 „ „ „ $\left\{\sqrt{N^2-1}\cot A+1\right\}$ statt $\left\{\sqrt{N^2-1}\cot A\right\}$
„ 259 „ 11 „ „ „ cos ϑ statt sin ϑ.
„ 259 „ 1 „ „ „ 0,000034 statt 0,000028.
„ 260 „ 3 „ „ „ N sin $(\eta + A)$ statt N.
„ 260 „ 2 „ „ „ $N^2 \cos\eta \sin^2(\eta + A)$ statt $N^2 \cos\eta$
„ 260 „ 1 „ „ „ $N^2 \cos\eta \sin^2(\eta + A)$ statt $N^2 \cos\eta$
„ 265 Tabelle III lies unter T 21°,5 statt 21° 5′ u. s. w.
„ 265 „ unter $\mathfrak{p}$—q sind von No. 2 bis 9 + und — zu vertauschen.
„ 270 Zeile 7 und 6 v. u. lies 1,53013 statt 1,51013.
„ 272 „ 4 v. o. lies Formel 3 statt Formel 9.
„ 273 „ 14 „ „ „ 0,00017 statt 0,00015.
„ 274 Tabelle VI No. 15 lies unter δ 79° 59′ statt 79° 1′.
„ 275 Zeile 7 v. o. lies 18° 23′ 23″ statt 18° 23′ 33″.
„ 275 „ 8 „ u. „ 18,75 statt 19,75.
20,6 „ 18,75.
19,75 „ 20,6.
„ 276 „ 16 „ „ „ — 11′ 19″ statt — 10′ 19″.
„ 277 „ 8 „ „ „ δ statt δ^2.
„ 280 Tabelle IX No. 10 lies unter $\mathfrak{p}$ - q +31 statt +30.
„ 281 Zeile 8 v. u. lies r = 10$\bar{1}$1 statt r = 10$\bar{1}$0.
„ 284 „ 18 „ o. „ 1,48650 statt 1,48656.
„ 284 Tabelle X No. 2 lies unter $\mathfrak{p}$—t — 52 statt — 25.
„ 285 Zeile 16 v. u. lies r = 10$\bar{1}$1 statt r = 10$\bar{1}\bar{1}$.
„ 288 Tabelle XV lies unter ϑ 16° 13′ 42″ statt 13′ 42″
16 20 6 20 6
16 27 58 27 58
18° 20′ 42″ 20′ 42″
17 43 52 43 52
17 24 37 24 37
17 3 19 3 19
„ 288 „ XV streiche unter q 0,607.
„ 288 Zeile 19 v. o. lies μ = 38° 52′ 24″ statt 38° 52′ 14″.
„ 288 Tabelle XVI No. 1 streiche unter ϑ 16° 19′ 10″.
„ 290 Zeile 6 v. o. lies 1,48650 statt 1,48656.

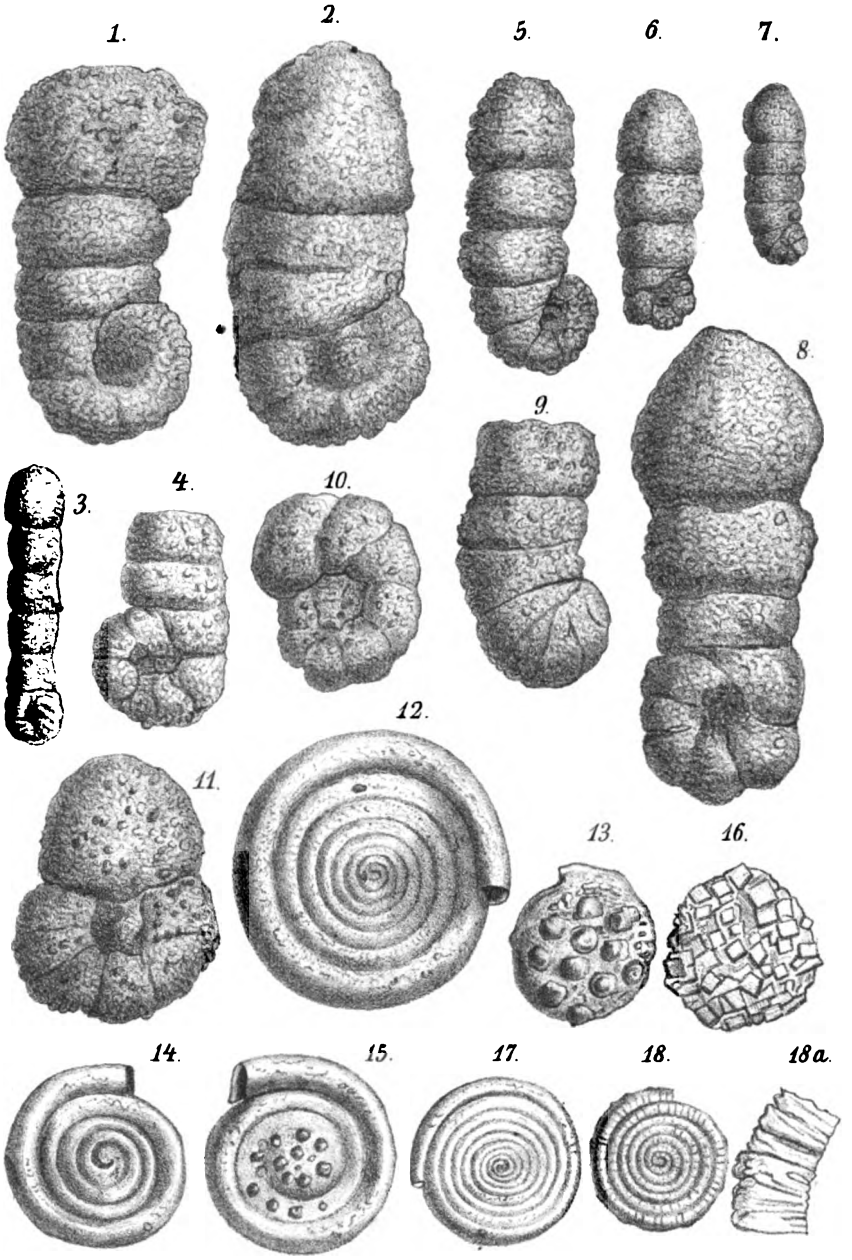
Digitized by Google

Digitized by Google



Digitized by Google

Digitized by Google

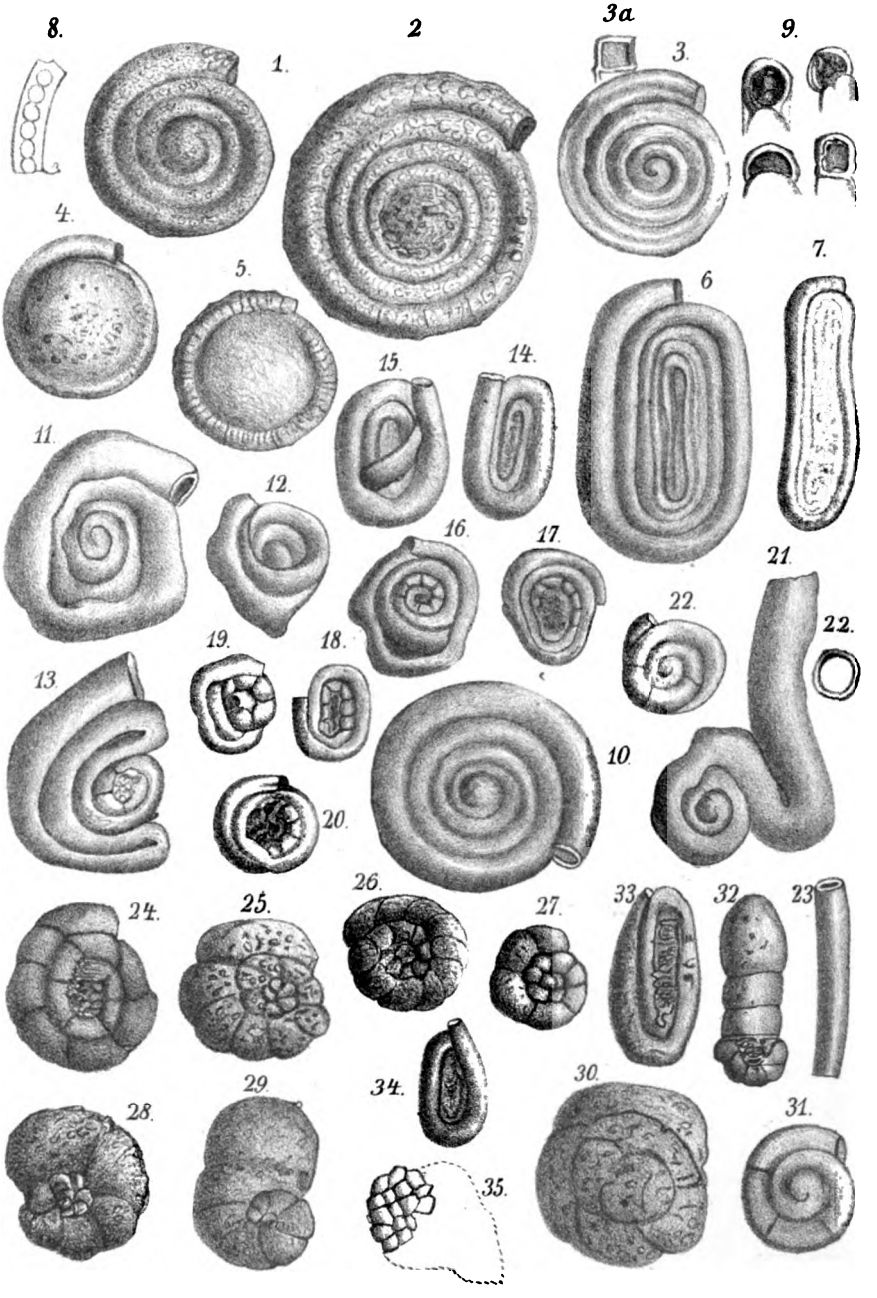


R. Haeusler, ad. nat. del

Lith. Anst. v. A. Henry, in Bonn.

Digitized by Google

Digitized by Google

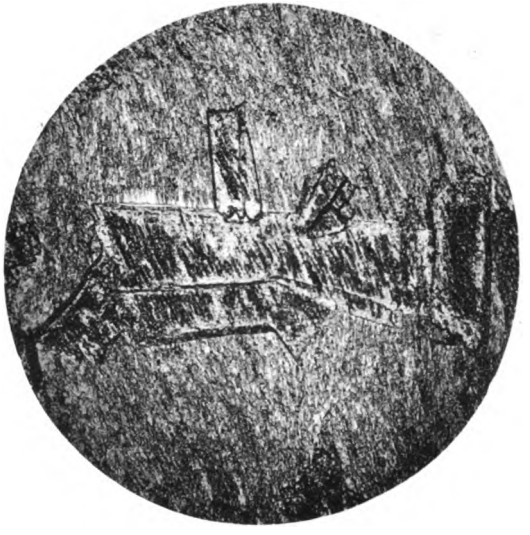


R. Haeusler. ad nat. del.

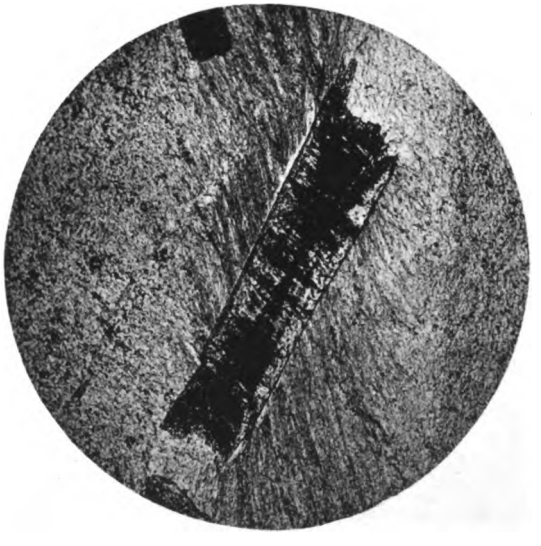
Lith. Anst. v. A. Henry in Bonn.

Digitized by Google

Digitized by Google



1



2

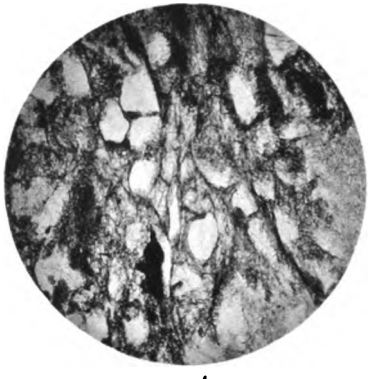
Mikro-Photographie von J. Grimm in Offenburg i. B.

Digitized by Google

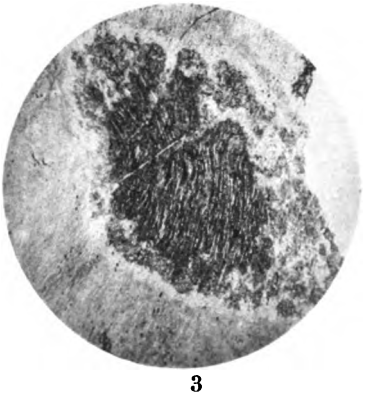
Digitized by Google

2

1

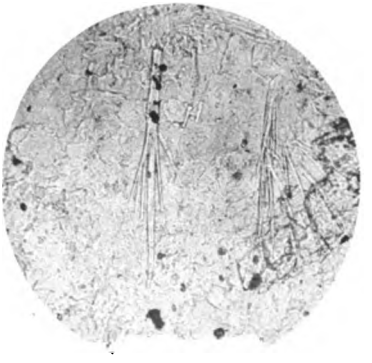


4



3

6



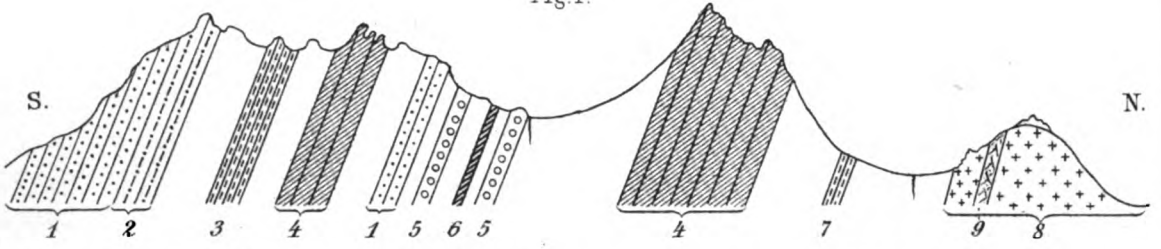
5

Mikro-Photographie von J. Grimm in Offenburg i. B.

Digitized by Google

Digitized by Google

Fig. 1.



1 Ottrelithschiefer und Ottrelith Andalusitschiefer.
2. Andalusitschiefer.
3 und 7 Phyllite.
4. Magnetit Quarzitschiefer (calico rock)
5. Aktinolithschiefer.
6. Serpentin.
8. Glimmerquarzit.
9. Proterobas.

Fig. 2.

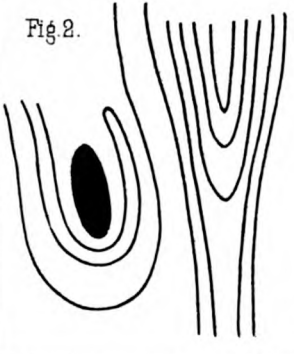


Fig. 3.

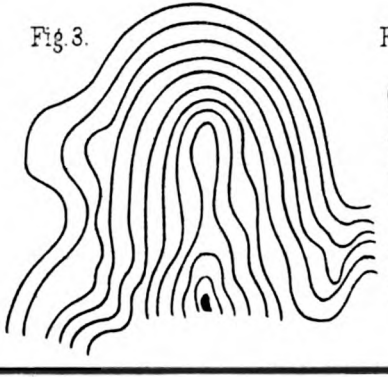
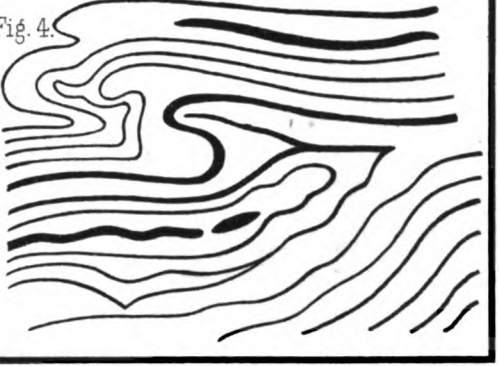


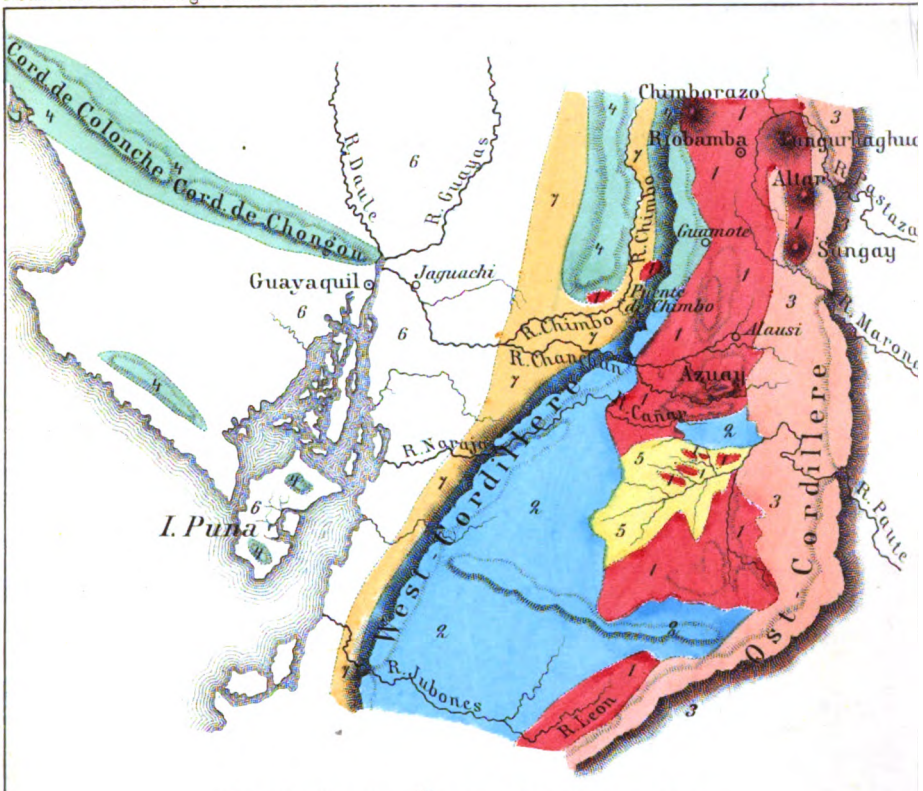
Fig. 4.



Lit. Anstalt G. Ebenhusen Stuttgart.

Digitized by Google

Digitized by Google

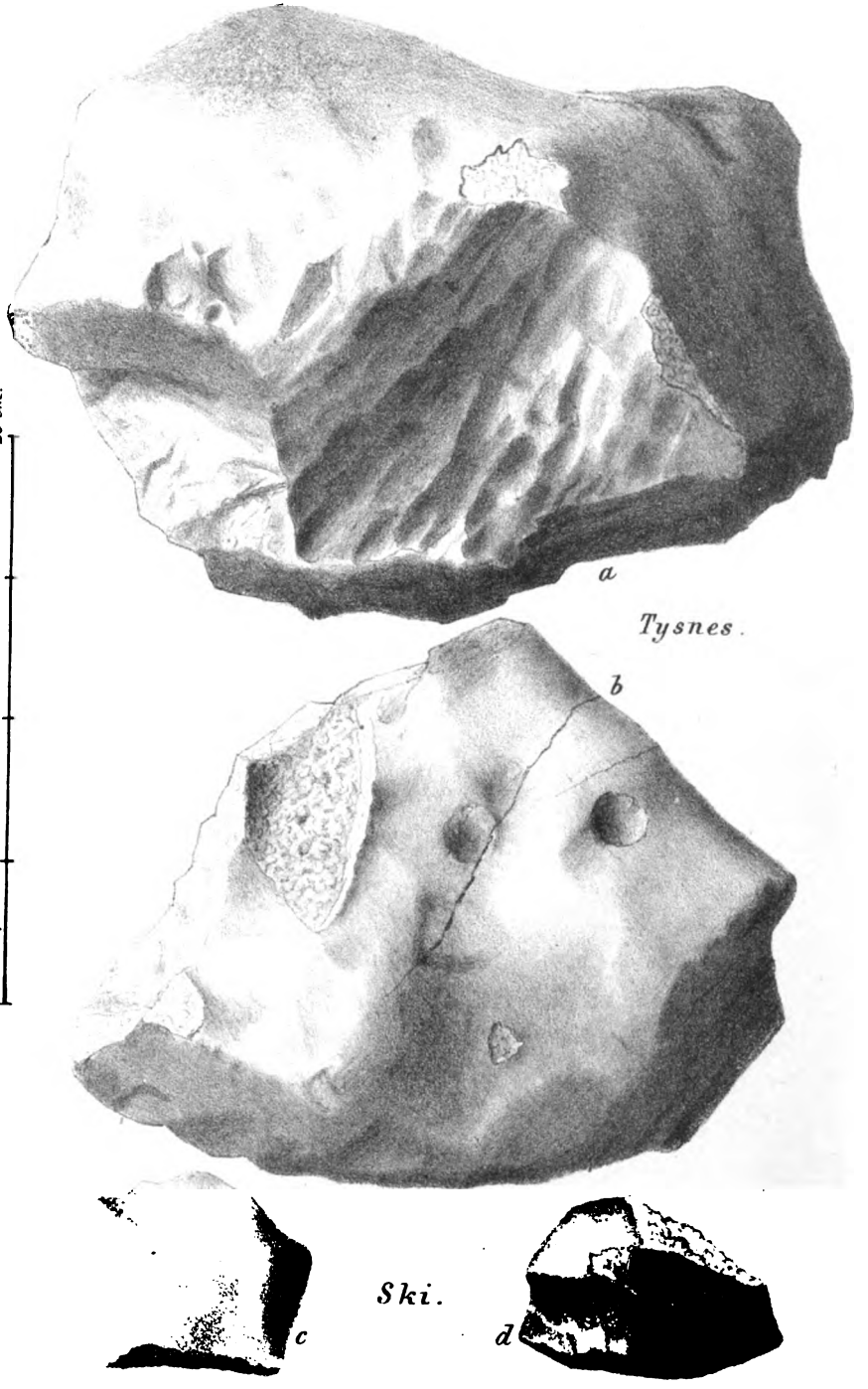


Geologische Übersichtskarte von S W EGUADOR.

1 Vulkanisch.
2 Alteruptive Gesteine. (Porphyre u. Diorite)
3 Krystallinischer Schiefer.
4 Kreide.
5 Tertiär.
6 Alluvionen.
7 Diluvium.

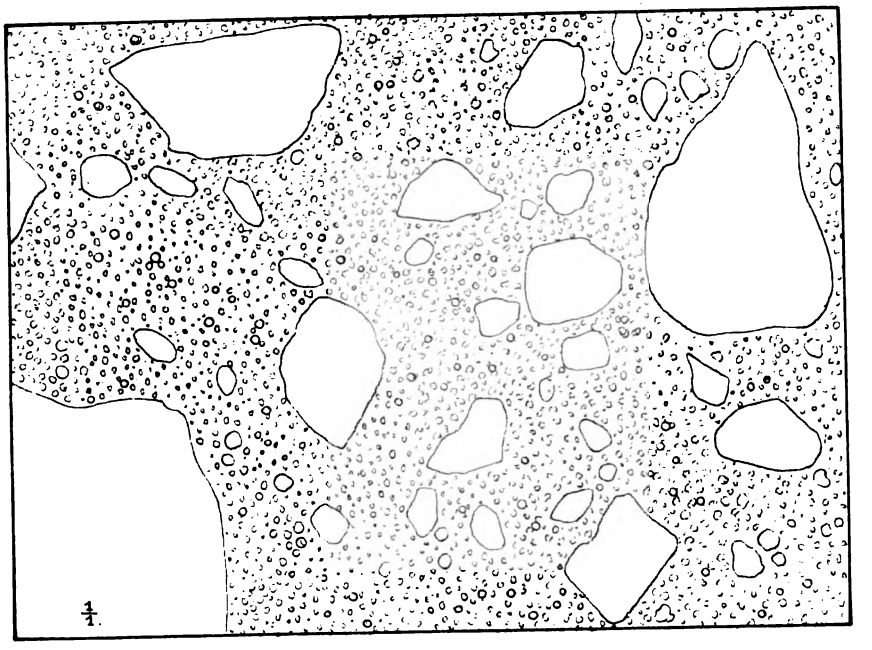
Digitized by Google

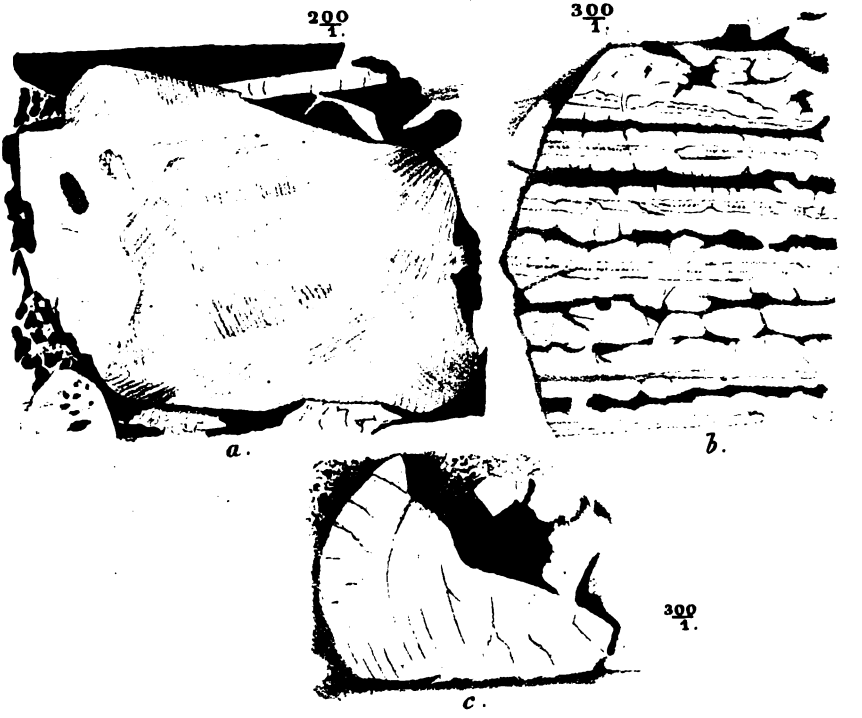
Digitized by Google



Digitized by Google

Digitized by Google

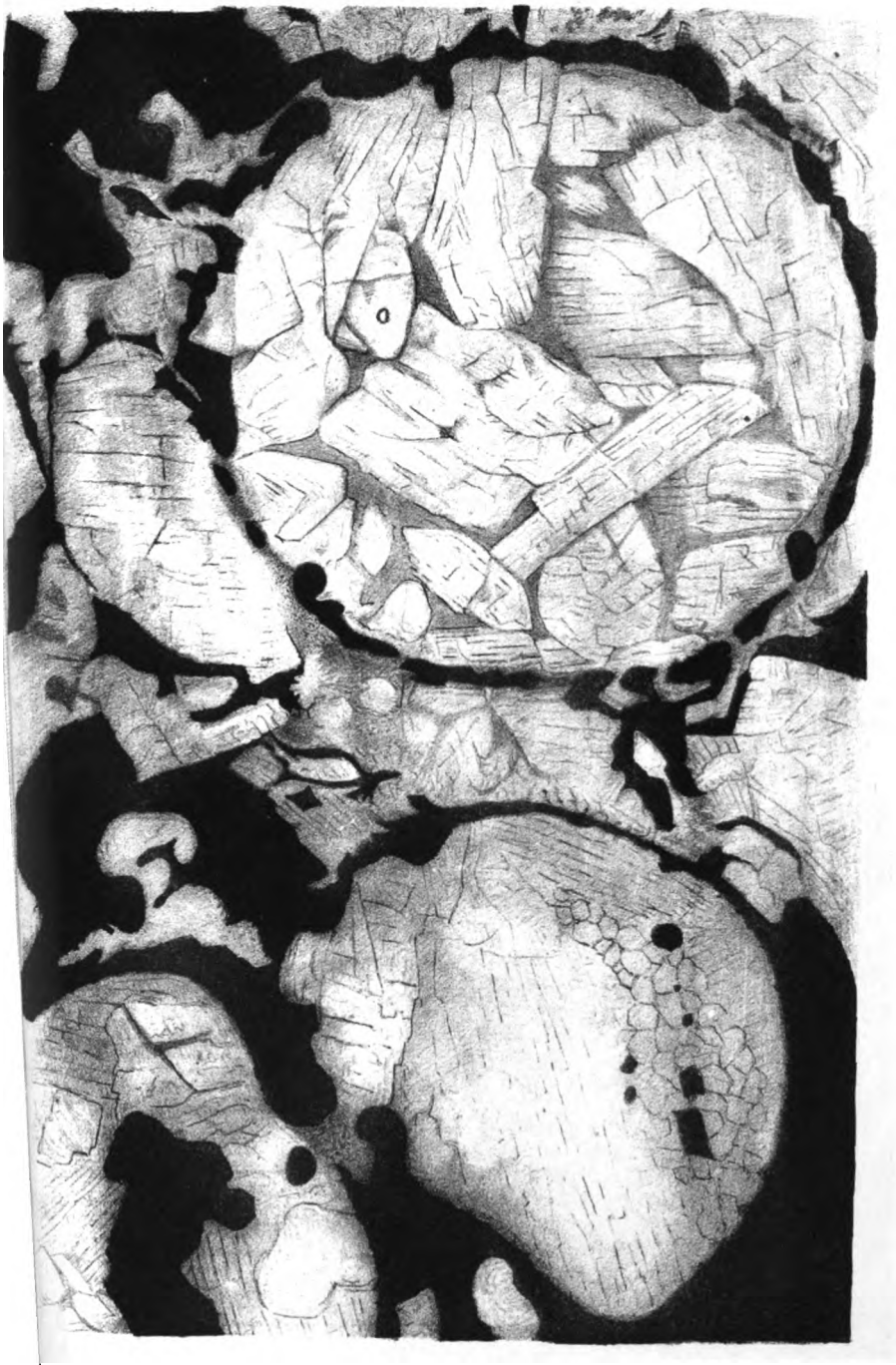




Tysnes.

Digitized by Google

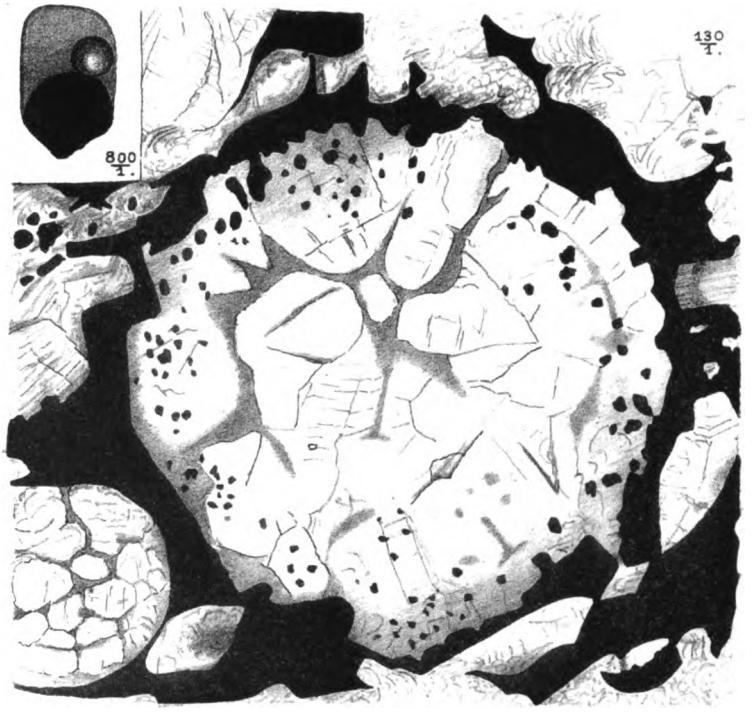
Digitized by Google



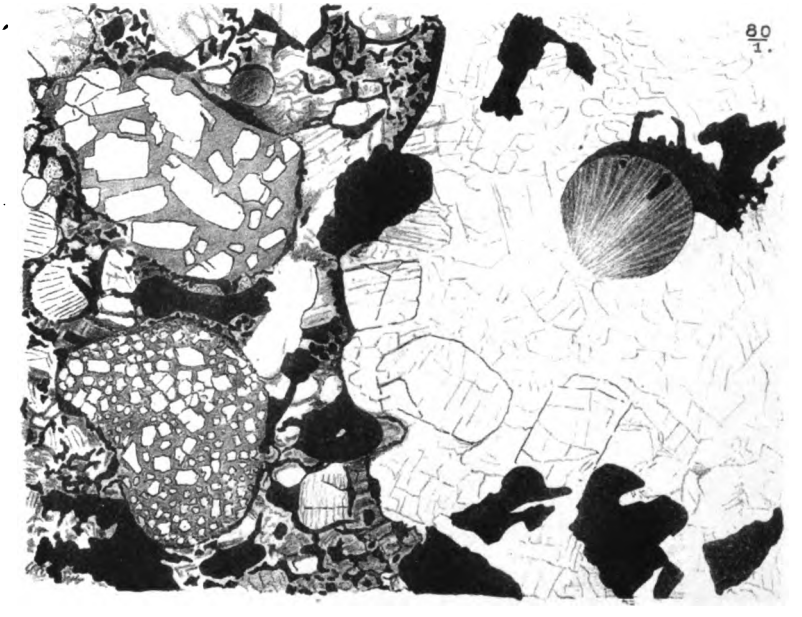
Tysnes $\frac{130}{1}$.

Digitized by Google

Digitized by Google

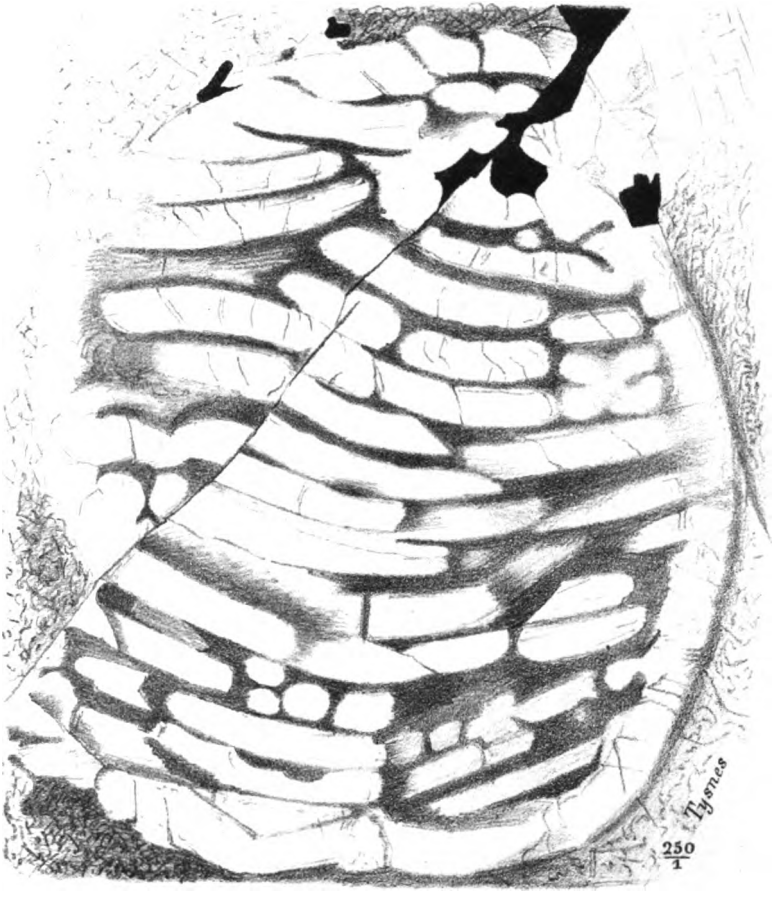


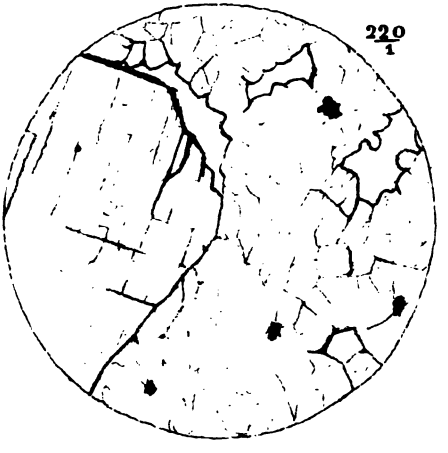
Tysnes.

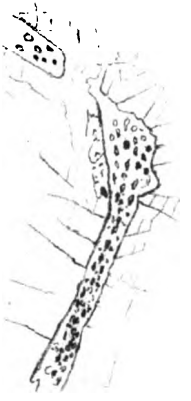


Digitized by Google

Digitized by Google

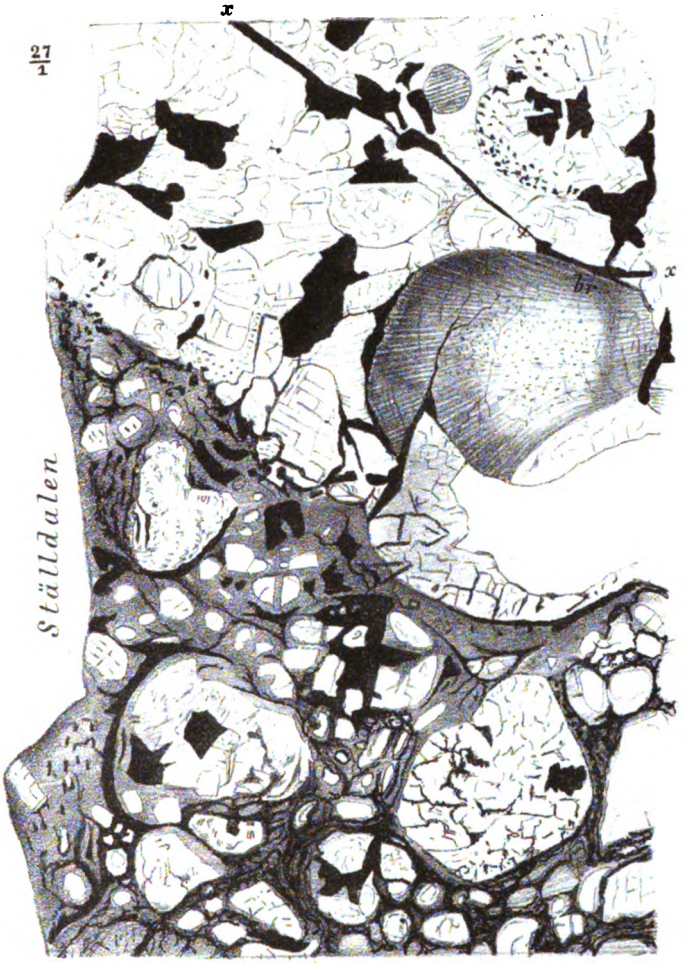


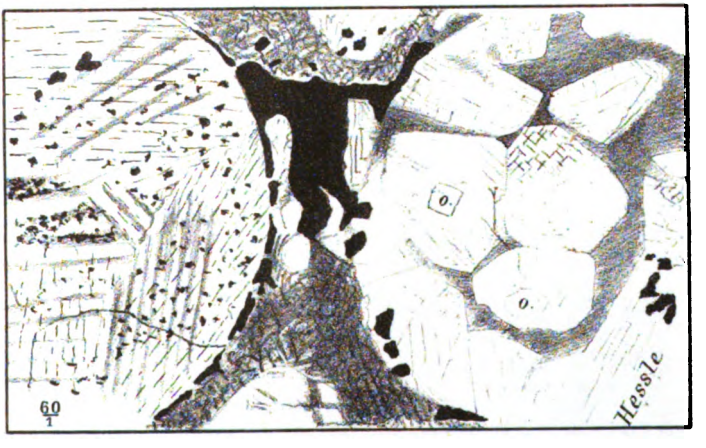




Digitized by Google

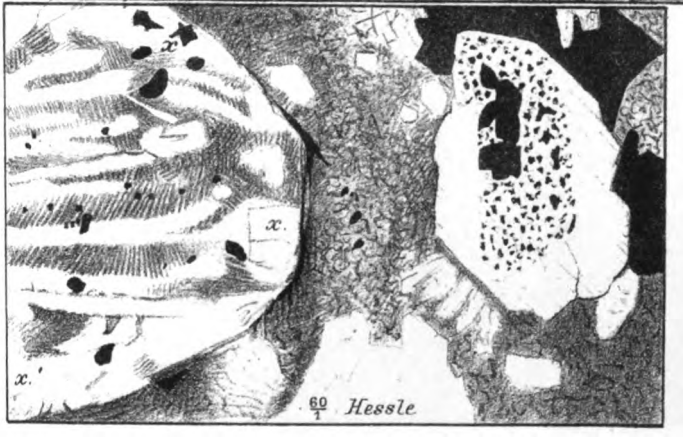
Digitized by Google





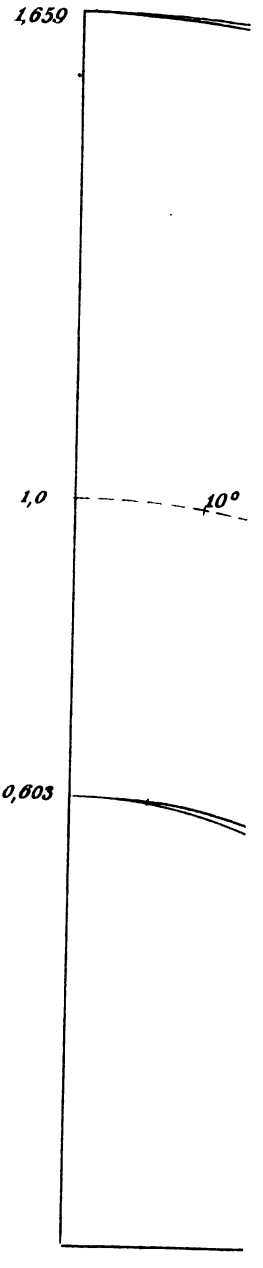
Digitized by Google

Digitized by Google

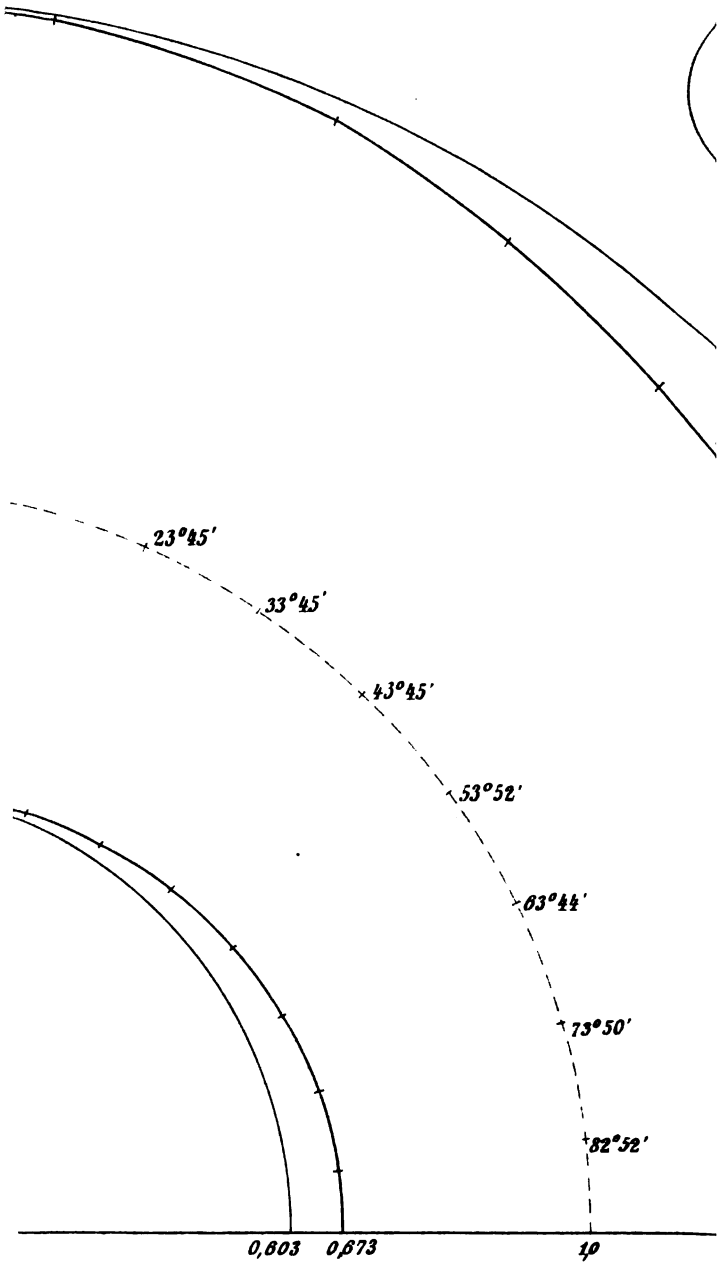


Digitized by Google

Digitized by Google



Digitized by Google



Digitized by Google

Fig. 1.

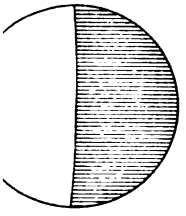


Fig. 2.

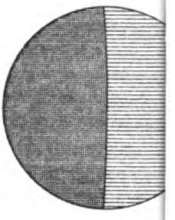
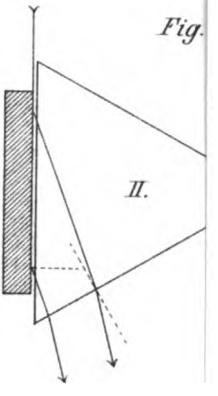
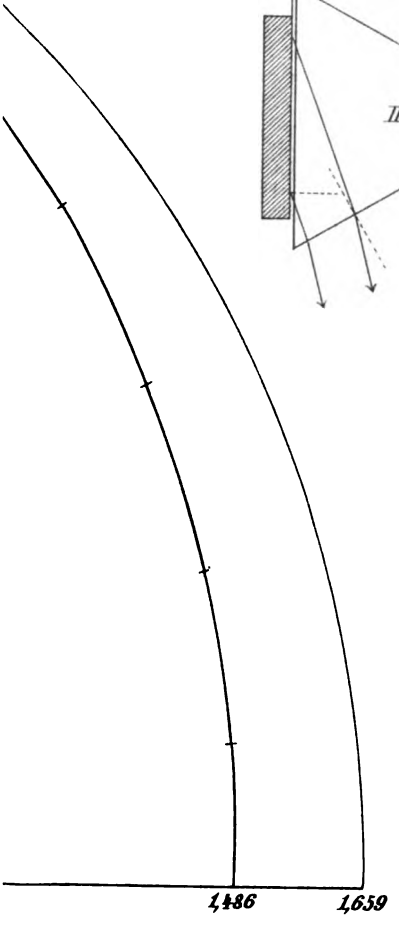


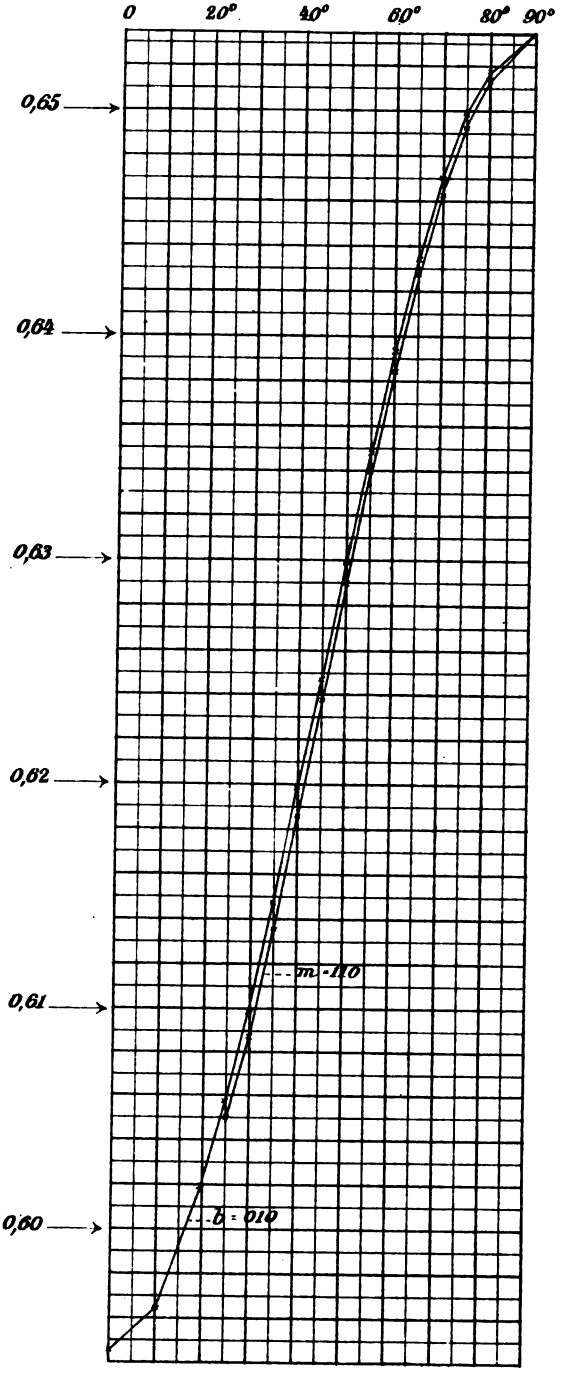
Fig.





Digitized by Google

Digitized by Google



Digitized by Google

Digitized by Google

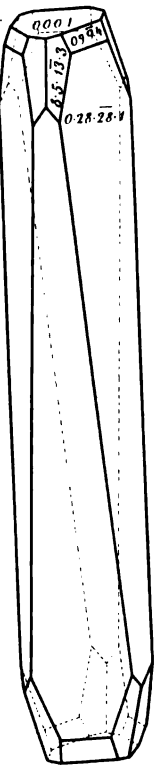
Taf. XVIII.

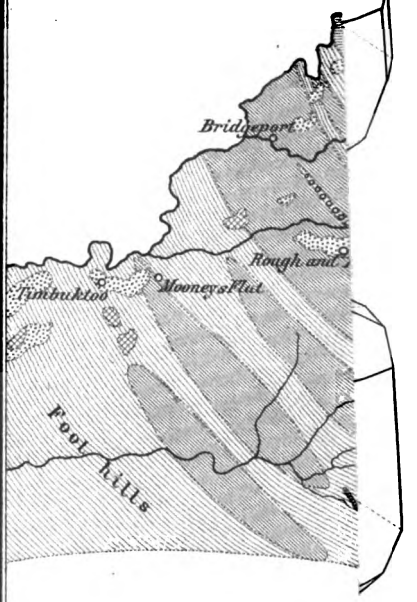
SIERRA N

I. Profil Nevada

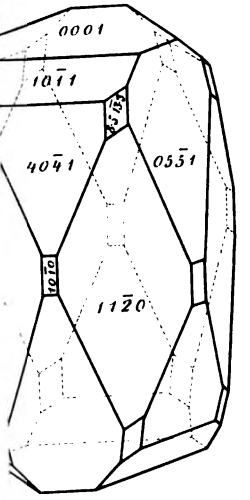
5 Miles - 8

Fig. 8.





Schiefer (im Streichen der Dioritzüge Feldspath-Sandstein vicarirend ein
Quarzit (u. Schiefer).
Kalklager (Marmor).
Gold-Alluvium.
Diorit.
Serpentin.
Granit, Syenitgranit, Tonalit etc.
Hornblende-Andesit.
Trachyt.
Trachyttuff.
Verlauf der Eruptions-Spalten des granitischen Distriktes.



Digitized by Google

EV

City —

Klm.

Digitized by Google

Fig. 1.

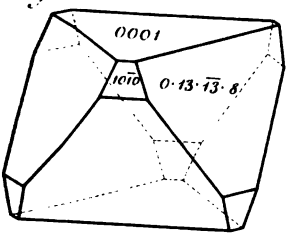


Fig. 2.

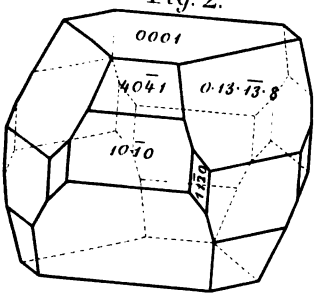


Fig. 3.

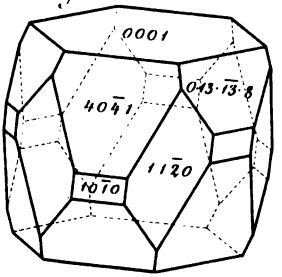


Fig. 4.

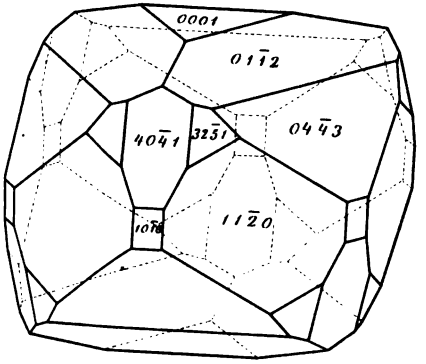


Fig. 5.

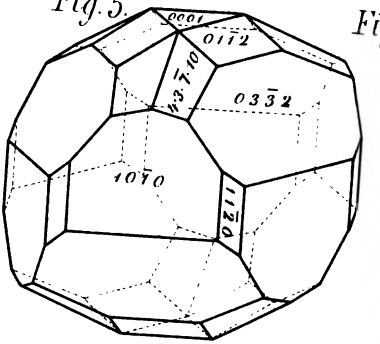


Fig. 6.

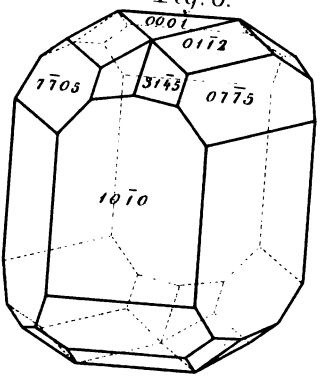


Fig. 7.

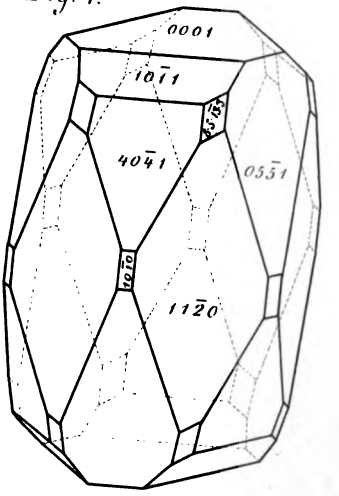
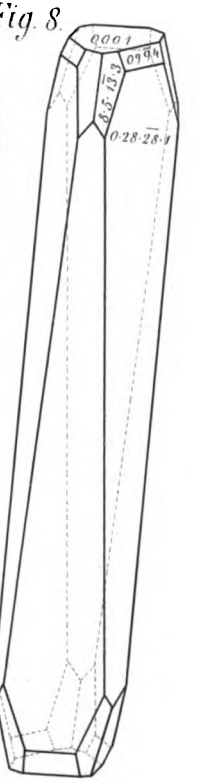


Fig. 8.



Digitized by Google

Digitized by Google

Fig. 1.

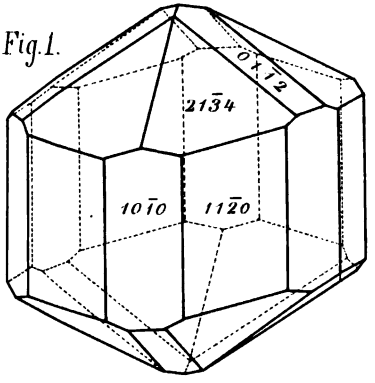


Fig. 4.

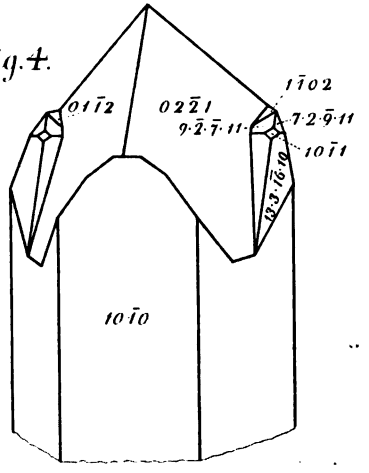


Fig. 2.

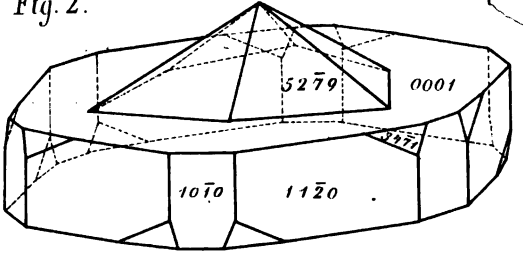


Fig. 6.

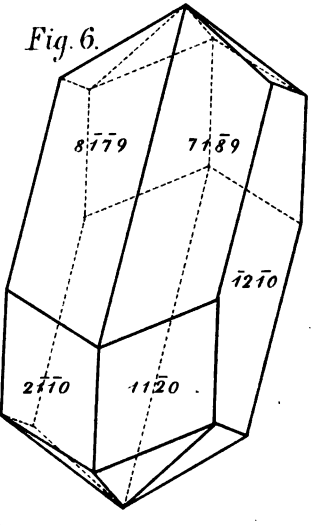


Fig. 3.

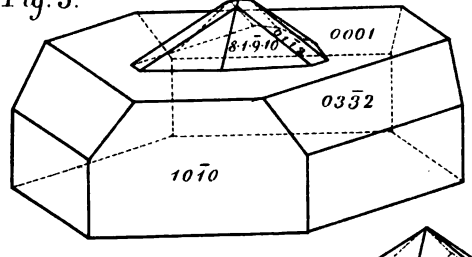


Fig. 5.

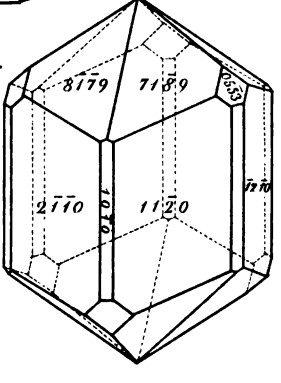


Fig. 7.

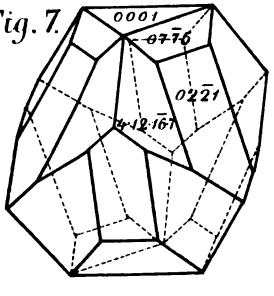
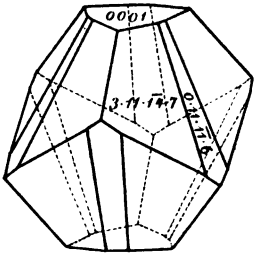


Fig. 8.



Digitized by Google

Digitized by Google

Fig. 1.

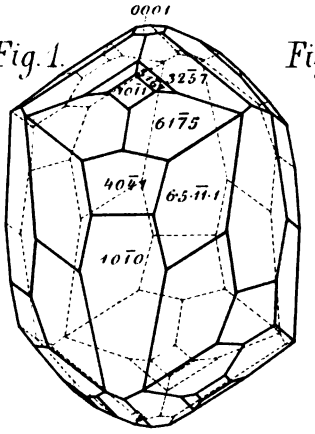


Fig. 4.

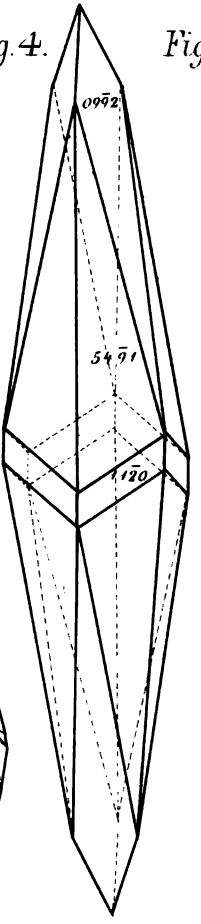


Fig. 2.

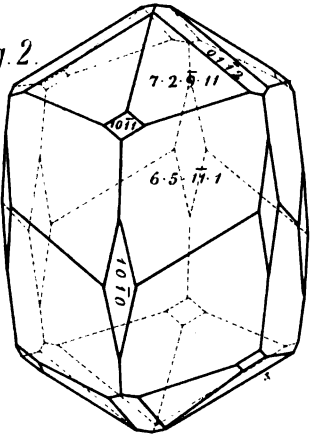


Fig. 3.

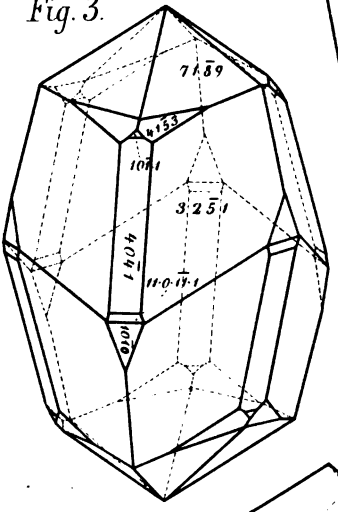


Fig. 5.

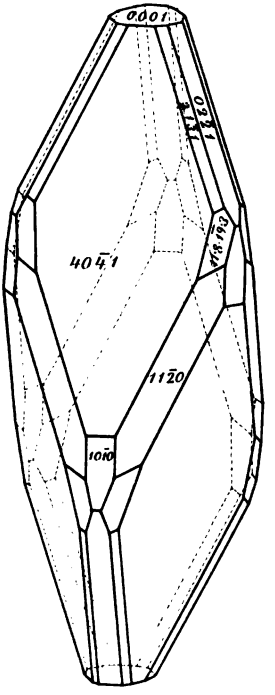
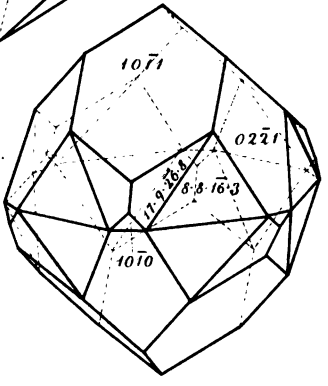


Fig. 6.



Digitized by Google

Digitized by Google

Fig. 1.

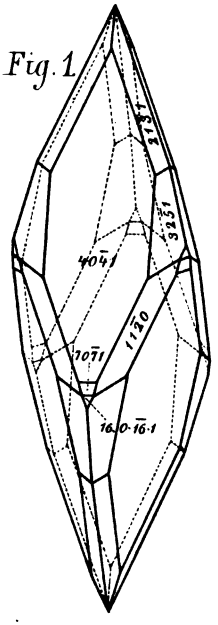


Fig. 2.

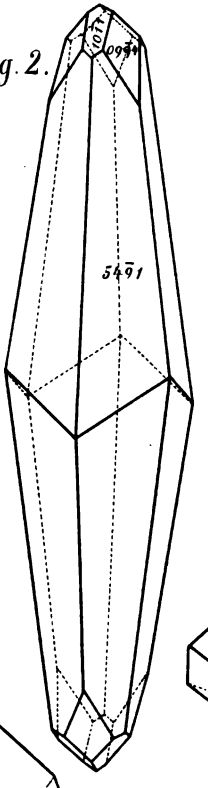


Fig. 3.

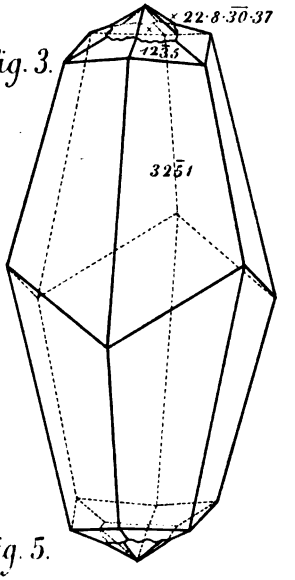


Fig. 5.

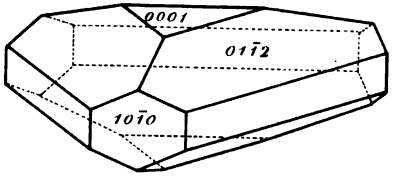


Fig. 4.

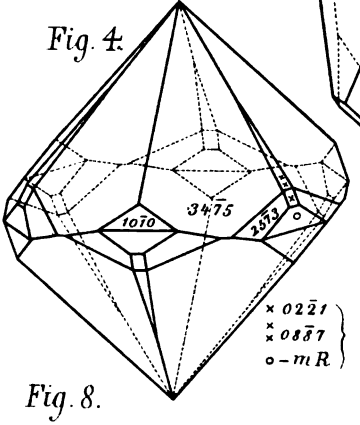


Fig. 6.

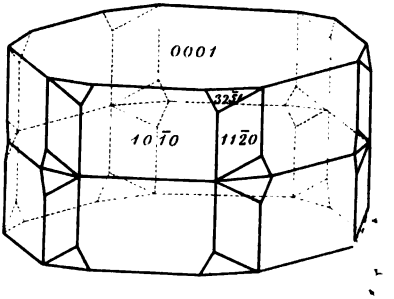


Fig. 8.

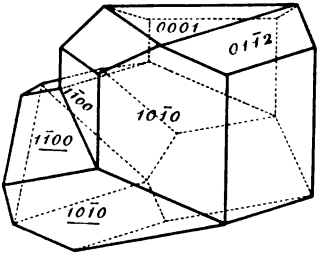
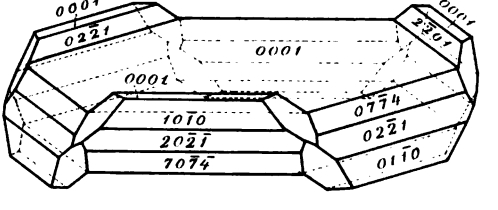


Fig. 7.



Thurling del.

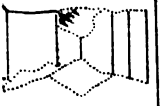
Digitized by Google

Digitized by Google

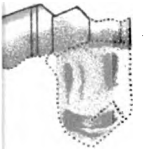
Digitized by Google

Digitized by Google

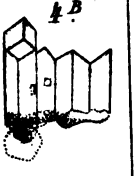
Fig. 2.

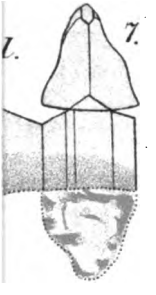


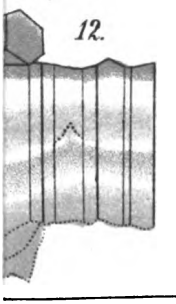
6.



Longo.

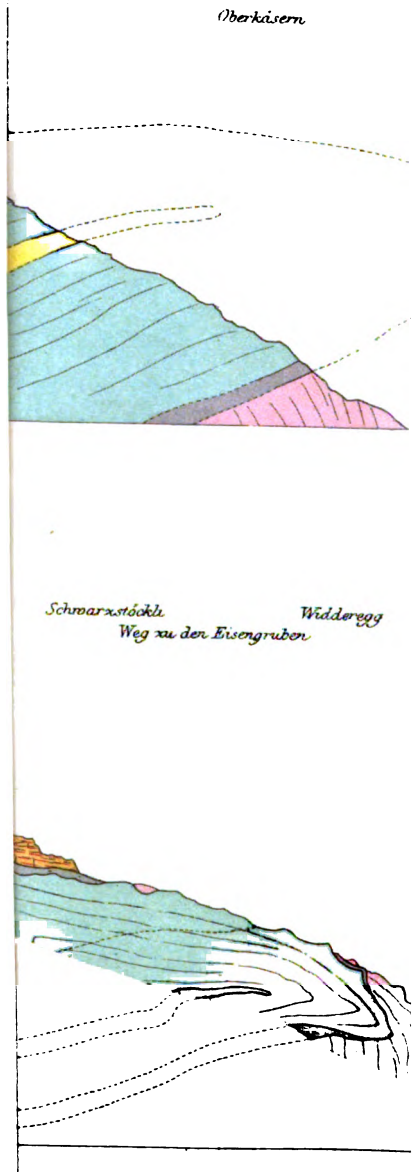






Ebenhusen, Stuttgart.

Digitized by Google



Maaßstab für Höhen

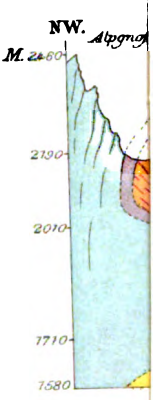
1:2

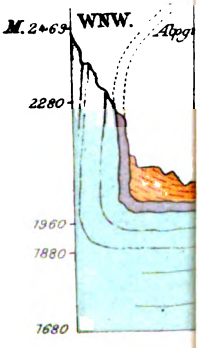
Digitized by Google

Taf. XXIV.

Profil I.

S.

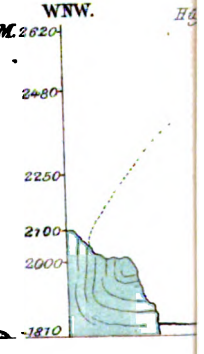




Profil II.

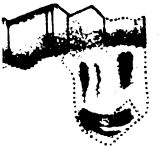
Weg nach Oberkäsern

S.

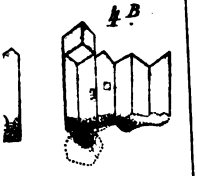


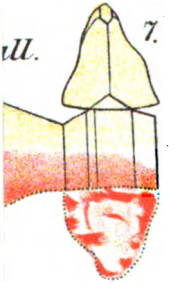
und Längen der Profile
),000

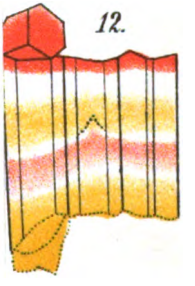
Fig. 2.



longo.



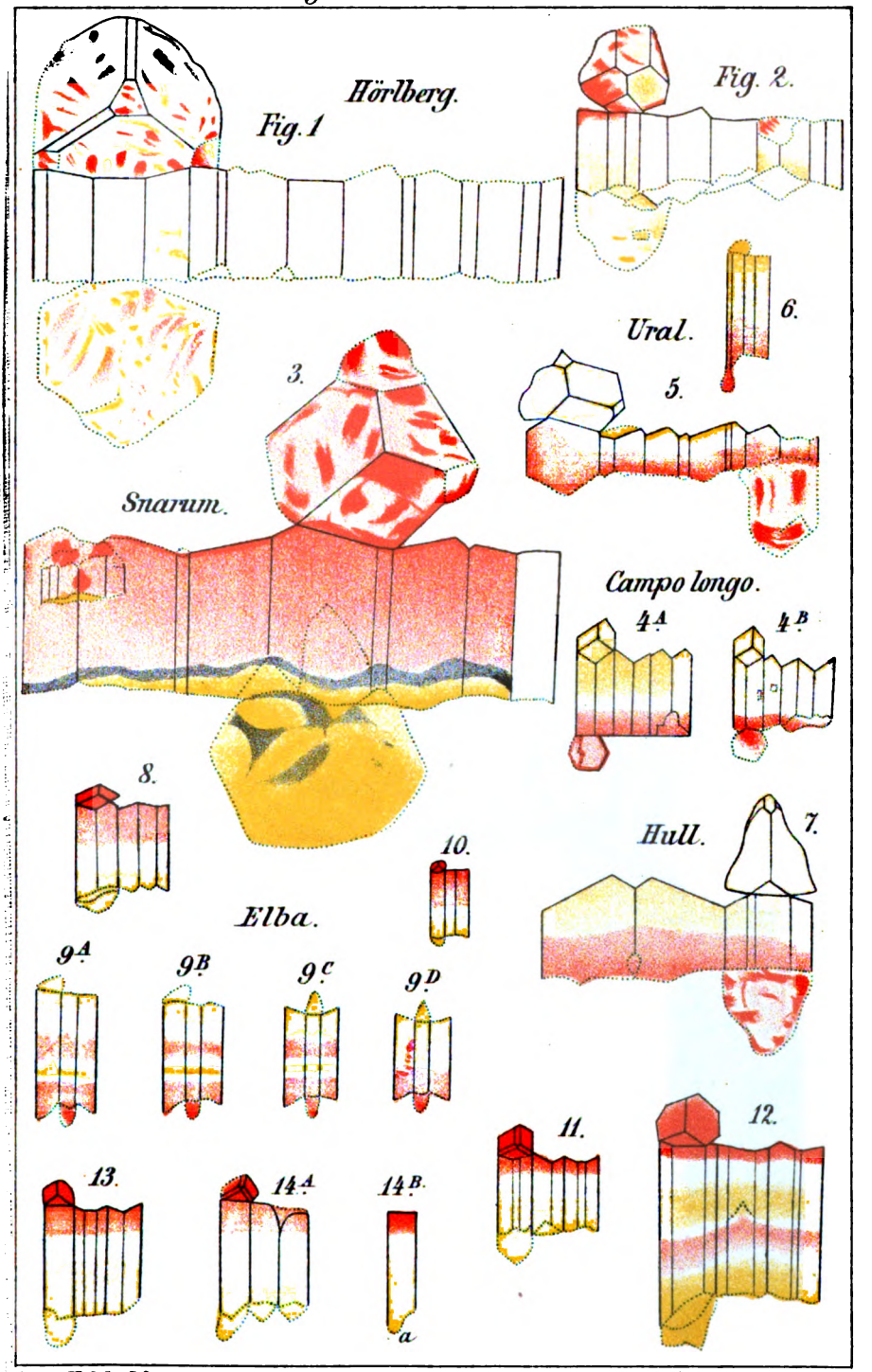




H. Ebenhusen, Stuttgart.

Digitized by Google

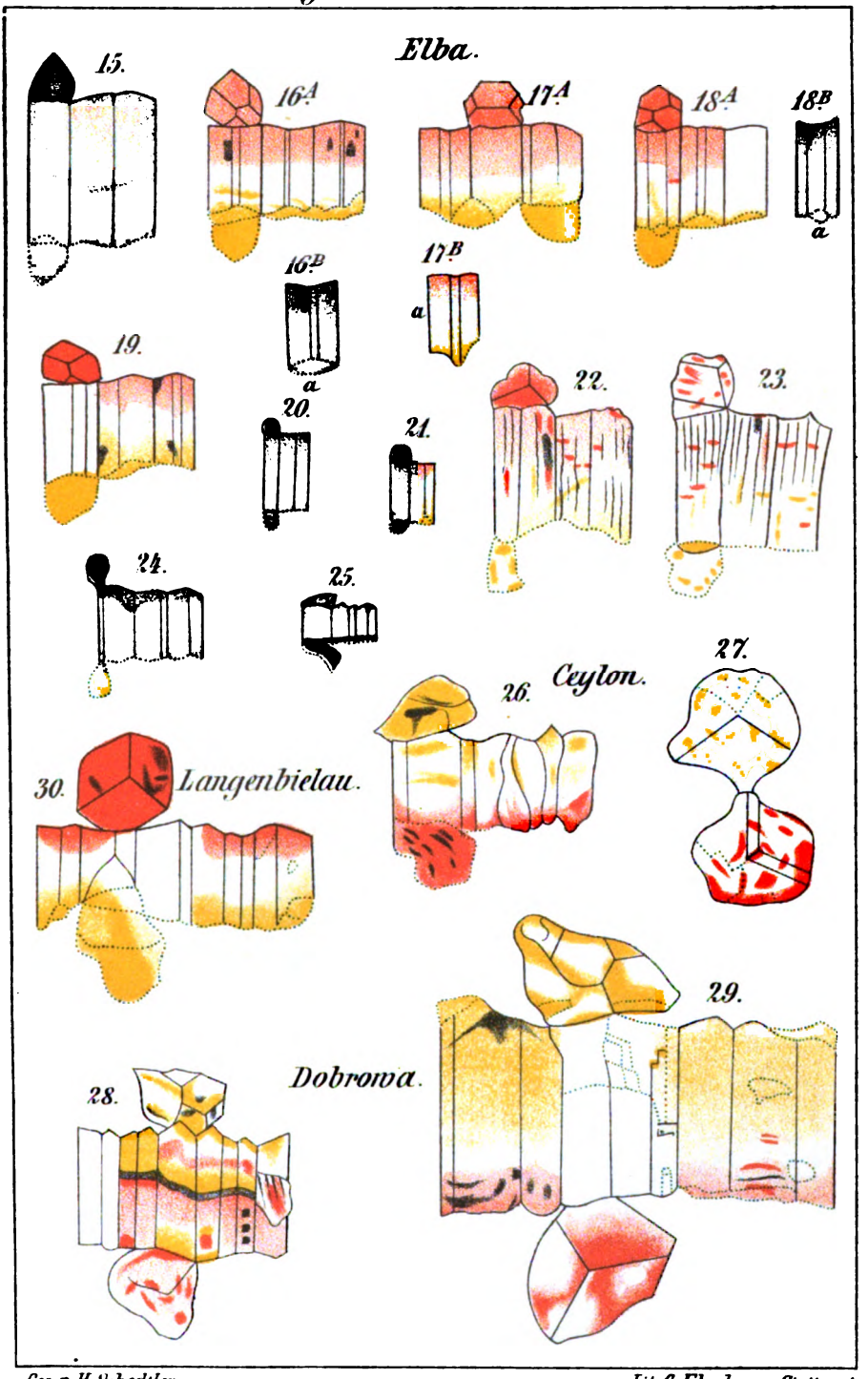
Digitized by Google



Gez. v. H. Scheidler. Lit. C. Ebenhusen, Stuttgart.

Digitized by Google

Digitized by Google

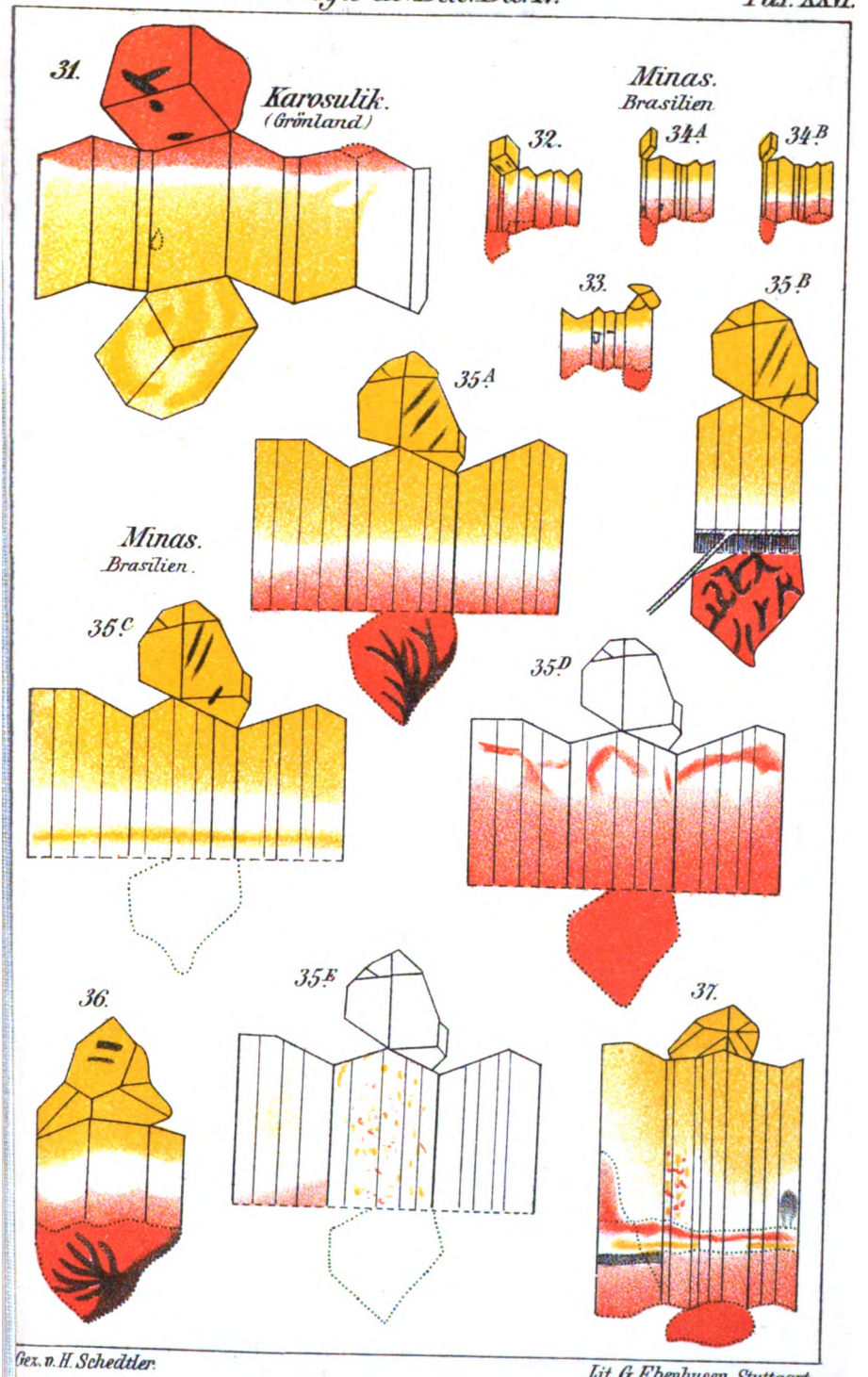


Gez. v. H. Schedtler.

Lit. G. Ebenhusen, Stuttgart.

Digitized by Google

Digitized by Google

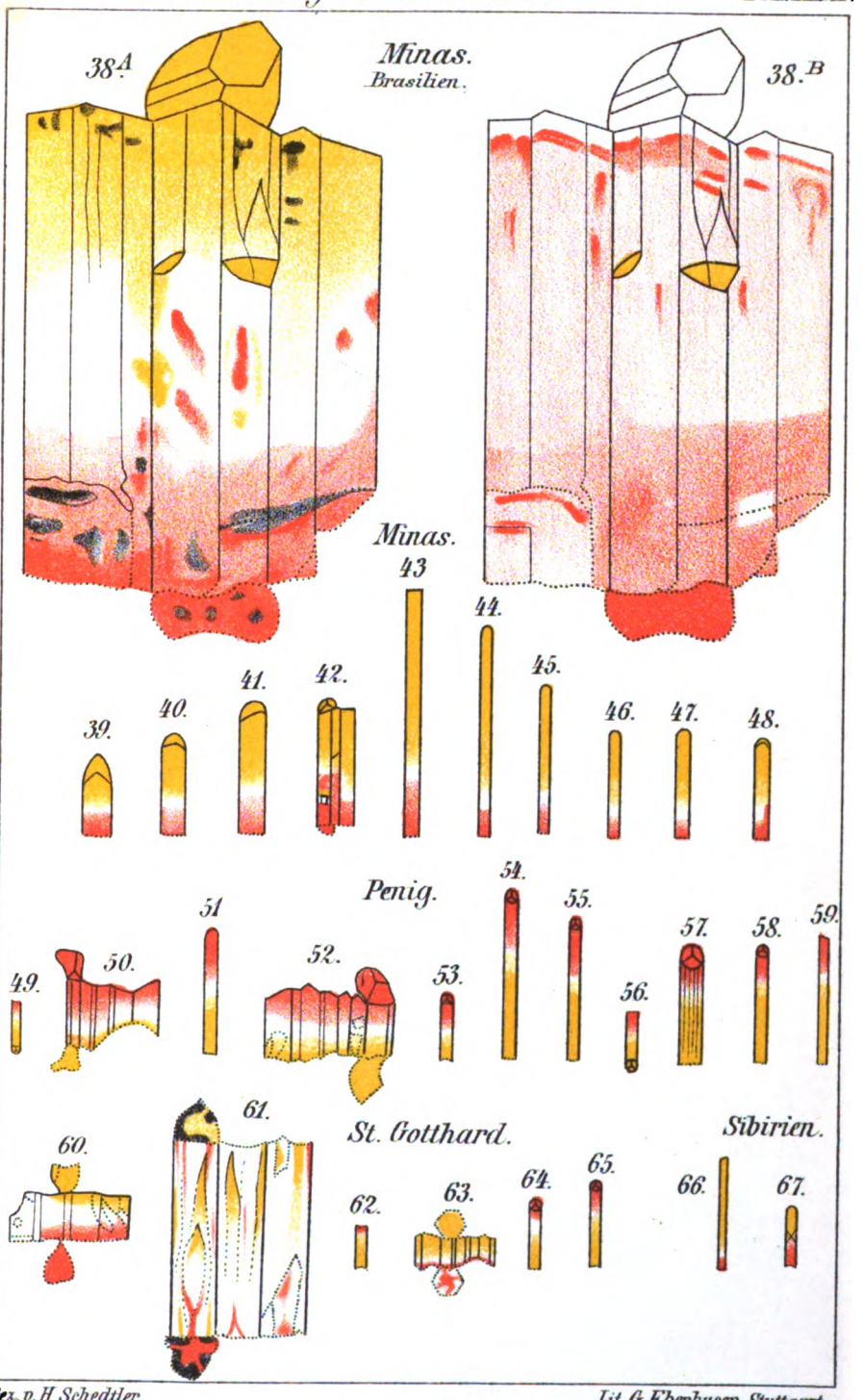


Gez. v. H. Schedtler.

Lit. G. Ebenhusen, Stuttgart.

Digitized by Google

Digitized by Google



Gez. v. H. Scheidtler.

Lit. G. Ebenhausen, Stuttgart.

Digitized by Google

Digitized by Google

6/85
Oct. 20, 1885

Neues Jahrbuch

für

Mineralogie, Geologie und Palaeontologie.

Unter Mitwirkung einer Anzahl von Fachgenossen

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg. **W. Dames** in Berlin. und **Th. Liebisch** in Königsberg.

IV. Beilage-Band.

Erstes Heft.

Mit Taf. I—VII.

STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch).
1885.

Digitized by Google

Digitized by Google

Inhalt des dritten Heftes.

	Seite
Reusch, Hans: Ueber den Tysnesmeteorit und drei andere in Skandinavien niedergefallene Meteorsteine. (Mit Taf. VIII—XIV und 1 Holzschnitt). . . .	473
Schedtler, H.: Experimentelle Untersuchungen über das elektrische Verhalten des Turmalins. (Mit Taf. XXIV—XXVII und 1 Holzschnitt).	519
Mügge, O.: Ueber einige Gesteine des Massai-Landes	576
Rammelsberg, C.: Ueber die Gruppe des Skapoliths	610

In der **E. Schweizerbart**'schen Verlagshandlung (**E. Koch**) in **Stuttgart** erschien soeben:

REPERTORIUM

zum

Neuen Jahrbuch für Mineralogie etc.

für die

Jahrgänge 1880—1884 und die Beilage-Bände I und II.

Ein Personen, Sach- und Orts-Verzeichniss

für die darin enthaltenen Abhandlungen, Briefe und Referate.

Zusammengestellt von

Dr. **Leopold van Werveke.**

Preis Mk. 6.—

Früher erschienen die Repertorien:

für das Decennium	1830—1839 . . .	Mk. 6. —
„ „ „	1840—1849 . . .	Mk. 4. 50.
„ „ „	1850—1859 . . .	Mk. 10. —
„ „ „	1860—1869 . . .	Mk. 3. —
„ „ „	1870—1879 . . .	Mk. 5. —

K. Hofbuchdruckerei Zu Guttenberg (Carl Grüninger) in Stuttgart.

Digitized by Google

Digitized by Google

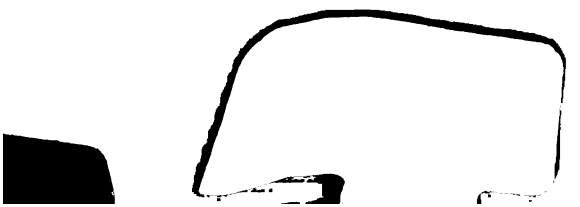
Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

3 2044 106 3



Digitized by Google

Digitized by Google